Université de Strasbourg

École doctorale Sciences de la terre et de l'environnement | ED 413 Université de Strasbourg

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES DE L A TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT
[ED 413]
Laboratoire image, ville et environnement (Strasbourg)

Thèse présentée par :

Patrice WUSCHER

soutenue le 17 décembre 2021

pour obtenir le grade de Docteur de l'Université de Strasbourg
Discipline : Géographie

Loess, alluvions et dépôts de pente du Fossé rhénan en Alsace de l'Eemien à l'Anthropocène : approche pédosédimentaire, géomorphologie et chronostratigraphie.

THÈSE dirigée par :
M. Dominique Schwartz Professeur, Université de Strasbourg

THÈSE co-encadrée par :
M. Olivier Moine Chargé de Recherche, Centre National de la Recherche Scientifique

RAPPORTEURS :
Mme. Eileen Eckmeier Professeure, Université de Kiel
M. Yanni Gunnell Professeur, Université Lumière Lyon 2

AUTRES MEMBRES DU JURY :
M. Pierre Antoine Directeur de Recherche, Centre National de la Recherche Scientifique
M. Laurent Lespez Professeur, Université de Paris-Est Créteil
Mme Hélène Tissoux Ingénieure-Chercheur, Bureau de Recherches Géologiques et Minières

Image Ville Environnement — cnrs — ARCHÉOLOGIE ALSACE — MINISTÈRE DE LA CULTURE Liberté Égalité Fraternité — Faculté de géographie et d'aménagement Université de Strasbourg

Sauf mention contraire, crédits : Patrice Wuscher

« *Let there be rock* »

Remerciements

« *It's a long way to the top, if you wanna rock'n roll* »

La liste des collègues et amis qui m'ont accompagné et soutenu pendant près de 2 ans de labeur ou à qui je dois certains des aspects de ma thèse est longue. Il m'est agréable de les remercier ici.

Je suis reconnaissant envers mes deux directeurs d'avoir accepté de m'encadrer. L'exercice est commun pour Dominique Schwartz qui m'a malgré tout suivi avec entrain et a exercé mon argumentaire, toujours à l'affût du bon mot. Olivier Moine n'a jamais compté ses heures (ni les miennes), m'a inondé de littérature, a veillé très assidument à la précision des données ainsi qu'à la clarté de l'exposé et a stoïquement encaissé mes râleries. Je remercie mon jury de me faire l'honneur d'évaluer mon travail : Eileen Eckmeier, Professeure à l'Université de Kiel, Yanni Gunnell, Professeur à l'Université Lumière Lyon 2, Laurent Lespez, Professeur à l'Université de Paris-Créteil, Pierre Antoine, directeur de recherche au CNRS et Hélène Tissoux, géologue au Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), des chercheurs déjà bien occupé(e)s.

Ce travail n'aurait été possible sans Frank Preusser, professeur à l'Université de Fribourg-en-Brisgau, qui m'a accompagné à plusieurs reprises sur le terrain, a réalisé un nombre considérable de datations et a plusieurs fois mesuré des quartz dans l'urgence en complément des feldspaths pour conforter la chronologie, notamment à Pfulgriesheim. « *So schnell schiessen die Preusser* ». Olivier Berthe (malheureusement remercié depuis), Marie Martin et Constant Meyer du groupe Wienerberger nous ont ouvert les portes des carrières d'Achenheim, Schaffhouse-près-Seltz et Betschdorf.

Frédéric Séara, Nicolas Payraud, du Service Régional de l'Archéologique de la DRAC Grand-Est, et Dany Barraud, de la direction générale du Patrimoine du Ministère de la Culture ont appuyé les recherches sur les paléoenvironnements quaternaires et holocènes en soutenant le PCR PaleoEls, puis en m'accordant une allocation du Ministère de la Culture. Philippe Kuchler, Felix Fleischer, Héloïse Koehler et Matthieu Fuchs, mes supérieurs à Archéologie Alsace, m'ont accordé 4 mois de congés formation, m'ont permis 2 mois de détachement au CNRS et ont embauché Jérôme Houssier en renfort en contrat à durée déterminée pour m'aider à suivre les très nombreuses opérations d'archéologie préventive. Philippe va nous quitter pour la maison-mère, j'espère que notre travail va continuer sous une autre forme. Avec Felix, on partage une passion commune pour les barbecues, le football et la Protohistoire. Avec Héloïse et Matthieu, nous creusons respectivement à Mutzig et Horbourg-Wihr.

Les collègues archéologues avec qui j'ai avancé sont nombreux. Je les remercie tous. Mon aventure alsacienne a vraiment (re)commencé à Ensisheim « *Reguisheimer Feld* », d'abord avec Gilles Pierrevelcin, qui s'est mis à danser, puis avec Agniezka Koziol, une histoire de collage de chamallows... Elle a continué avec un retour aux sources avec Muriel Zehner. Elle est passée par le Paléolithique des loess, diagnostics et fouilles, avec François Bachellerie, par les campagnes gauloises avec Clément Féliu, et dans le monde romain avec Géraldine Alberti, parfois en boîte de nuit. Mon travail n'aurait vu le jour sans l'équipe diagnostics et fouilles d'Archéologie Alsace : Michaël Chosson, Frédéric Mauer, Cécile Blondeau, Bastien Prévot, Alexandre Bolly, François Schneikert, Pascal Flotté, Marion Lahaye, Nicolas Steiner, Alexandra Cony et Céline Leprovost. Avec Audrey Habasque-Sudour, de beaux chantiers ont été menés dans les tufs et la voie romaine de Vendenheim, ainsi que dans les graviers d'Eschau. Christophe Croutsch, toujours enthousiaste et de bonne humeur, est souvent de bon conseil et a été là pour me rappeler de lui rendre mes contributions. Sans Michaël Chosson, Estelle Rault, Philippe Thomas, Frédéric Mauer et Jérôme Kraft, jamais je ne serai jamais arrivé à étudier les argiles collantes gorgées d'eau de Weyersheim. Je ne saurais oublier Delphine Casappa, Delphine Souan, Florian Basoge, à qui je dois la majeure partie des MNT présentés, et le sémillant Mathias Higelin, toujours un peu roublard, ainsi que les médiévistes, notamment Maxime Werlé, Adrien Vuillemin et Schacky Koch. Myriam Muesser n'a pas compté ses heures pour mettre en page cette thèse. Une petite mention s'impose aussi pour les jeunes qui vont assurer la relève, notamment Louise Woelfli, Maxime Walter, Nyna Henry, Audren Chapon, Maxime Hermsdorff, Axel Pracht. Merci enfin aux comptables, Cédric Giessler et Catherine Filoux, à l'informaticien magicien, Frédéric Avenel, et aux logisticiens, Nicolas Stein, Éric Pesenti et David Bevilacqua, d'Archéologie Alsace. Mes camarades sont supers !!

J'ai été accueilli chaleureusement à la Faculté de géographie et au Laboratoire Image Ville Environnement, avec une spéciale dédicace à Alexandre Remaître pour ses bons conseils, Ferréol Salomon, mon camarade de bureau, l'inénarrable Laurent Schmitt, Grégoire Skupinski, Jérôme Houssier, Pierre-Alexis Herrault, Damien Ertlen, Anne-Véronique Auzet, Claire Rambeau et Estelle Baehrel. Jérôme et Grégoire m'ont aidé avec le SIG et les MNT. Les données analytiques de ma thèse doivent beaucoup à Martine Trautman et le Laboratoire d'analyse des sols (LAS). Martine, Pierre-Alexis et Damien m'ont accompagné pour encadrer les étudiants, notamment Marianne Le Mentec et Jean-François Lopez. Martine a accepté de relire mon chapitre 2 et Damien s'est occupé du chapitre 4 (faute de temps, je n'ai pas touché aux graphiques, honte à moi). Anne-Véronique a relu mon introduction et ma discussion générale. Depuis le grand confinement, Sylvain Benarioumlil nous prête main forte au LAS. Une partie des données analytiques a également été acquise par Ségolène Saulnier Copard du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon. Le professionnalisme et le dévouement des bibliothécaires de l'Unistra, notamment Béatrice Bader de la Bibliothèque de géographie et Eymeric Manzinali de la Bibliothèque de géologie de l'EOST, doivent être salués. Enfin, Gilles Rixhon a accepté de relire plusieurs chapitres de la thèse, notamment la discussion générale, et a toujours eu la verve encourageante. Maintenant, il va m'aider à gérer la trésorerie de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire (Afeq).

Du côté de la géologie du graben, Anne Kyria Robin m'a donné les papiers incontournables pour une première prise de contact. François Ménillet, auteur dynamique de dizaines de cartes géologiques, m'a accompagné souvent sur le terrain et m'a fait l'honneur de m'aider à organiser l'excursion 2017 de l'Afeq. Il a toujours été disponible pour mes questions, trop peu nombreuses ces derniers temps. J'espère que le déconfinement et la fin de ma thèse nous permettront de nous retrouver pour des échanges plus réguliers. Mathieu Schuster m'a accompagné dans le cadre de mon comité de thèse et m'a présenté Francis Chopin, qui m'a accueilli pour de longues séances de microscope, tout comme Christine Pümpin et Philippe Rentzel de l'Institut *Prähistorische und Naturwissenschaftliche Archäologie* (IPNA) à Bâle. Depuis, Mathieu nous a rejoint Claire, Gilles et moi pour l'organisation du colloque Q13 «Palaeoclimate changes, landscape evolution and human societies from sedimentary basins to industrial landscapes» (Strasbourg, 14-18 mars 2022). Merci également à la direction de l'École doctorale 413, notamment Jérôme Van der Woerd.

Jean Sommé m'a gentiment communiqué quelques diapositives des principaux profils d'Achenheim. Je n'ai malheureusement pas eu le temps de profiter de ses lumières. Laurent Caner a accepté de réaliser des analyses d'argiles à l'HydrASA de l'Université de Poitiers. J'en ai rêvé, il l'a fait. Pour de très nombreuses raisons (coquilles de mollusques ou pollens par exemple), j'exprime ma reconnaissance aux membres (et aux anciens étudiants) du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon : Valentina Villa, Charlotte Prud'homme, Salomé Granai, Julie Dabkowski, Agnès Gauthier, Jean-François Pastre, Nicole Limondin, Catherine Kuzucuoğlu, Sylvie Coutard, Laurent Deschodt et Pierre Antoine. Sylvie m'a envoyé pas mal de littérature et a toujours été disponible pour mes questions. Pierre partage sans compter son savoir encyclopédique, m'a emmené deux fois à Nussloch et m'a accompagné sur plusieurs sites depuis mon arrivée en Île-de-France en 2007.

C'est avec plaisir que j'écris quelques lignes sur les collègues qui m'ont inspiré et formé, en commençant par Patrice Conte, avec qui nous avons fouillé à partir de 1994 le village disparu du « Grandcher » en Corrèze et qui hébergeait le PCR Archéologie agraire en Limousin, Philippe Allée et Anne Gebhardt. Depuis, Anne Gebhardt m'a aidé à mettre en forme mes données, a accepté de relire mon chapitre 3 et m'a toujours associé à ses réflexions sur les sols du Grand Est. J'ai fait mes premiers pas dans l'archéologie préventive avec l'Inrap à la demande de Jérôme Kotarba, un chef de service qui avait des projets pour les jeunes, sous l'aile de Christophe Jorda qui m'a appris à gratter de longues tranchées à paliers dans le delta du Têt à Canet-en-Roussillon et qui a relu nombre de mes rapports. Cécilia Cammas m'a appris à étudier les lames minces de sol à Thiverval-Grignon. Laurent Bruxelles et Laurent Deschodt sont les premiers à avoir pris pleinement conscience de l'intérêt et de l'enjeu des diagnostics pour les sciences de la terre et la détection des sites archéologiques menacés par les travaux d'aménagement du territoire. Ils ont également, très tôt, produit des images soignées à partir de MNT. Ils ont été une grande source d'inspiration. Évidemment, je ne saurai oublier Annie Pezin, avec qui nous avons fouillé un site formidable, avec limons argileux, pierres, blocs et squelettes à Amélie-les-Bains dans les Pyrénées-Orientales et qui m'a aussi appris la lutte, à l'origine de notre métier, ce qui nous a ensuite servi à sauver Helmut le mammouth de Changis-sur-Marne avec Fréderic Blaser, mon binôme et mentor francilien de toujours, et Grégory Bayle. L'Île-de-France assure !!!

« *Nous sommes des nains sur des épaules de géants* »

Marianne Denis a relu l'intégralité du manuscrit et a enlevé de nombreuses coquillettes. Elle m'a aussi motivé régulièrement. Trop bien le fan club !!

« *Mens sana in corpore sano* », il aurait été compliqué de bien travailler sans mes camarades archéologues footballeurs de l'association Krumm Schuss et sans Philippe, mon caviste de la Raison du Raisin à Sélestat.

Mon grand-frère Thierry et son pote Christian Remy m'ont donné le goût de l'Histoire, mon père et ma mère, le goût de la convivialité et de l'effort. Anaïs Viennot m'accompagne partout, malgré toutes ses activités, notamment en Afrique et dans les Alpes. Elle alimente mes réflexions, fait des blagues, se moque de moi et râle parfois. Sans elle, touça serait beaucoup moins drôle.

Sommaire

Remerciements **5**

Introduction **17**

Chap. 1 : État des connaissances et présentation de la zone d'étude **21**

1.1. Du pôle Nord à l'Europe occidentale 21

1.1.1. Cadre climatique et référentiel chronologique 21
1.1.2. Les dépôts glaciaires 24
1.1.3. Les enregistrements lacustres 25
1.1.4. Les successions loessiques 27
1.1.5. Terrasses et nappes alluviales 32
1.1.6. Les dépôts de pente 34
1.1.7. Synthèse et enjeux scientifiques 35

1.2. Présentation de la zone d'étude 35

1.2.1. Formes du relief et caractères climatiques 35
1.2.2. Du Cénozoïque au Weichsélien : structure, lithologie et histoire géologique du Fossé rhénan 40
1.2.3. Loess et sols d'Alsace : caractères généraux et distribution 44
1.2.4. Chronostratigraphie des loess weichseliens 46
1.2.5. Les bassins-versants depuis 130 000 ans 50
1.2.6. L'Homme comme facteur environnemental et géologique 52
1.2.7. Synthèse et enjeux scientifiques 53

Chap. 2 : Matériel et méthodes **55**

2.1. Matériel 55

2.1.1 Les loessières et les gravières 55
2.1.2 Les fouilles programmées : Horbourg-Wihr et Mutzig 56
2.1.3 Diagnostics archéologiques et fouilles préventives 58
2.1.4 Suivi de travaux 61

2.2. Méthodes 61

2.2.1 Nettoyage, dessin et relevé 61
2.2.2 Échantillonnage 63
2.2.3 Corrélations et datations à partir des vestiges archéologiques 65
2.2.4 Datation numérique 66
2.2.5 Analyses granulométriques, géochimiques et micromorphologiques 69
2.2.6 Localisation des sites, cartographie et système d'information géographique 72
2.2.7 Approches géophysiques 74

Chap. 3 : Les loess de l'Outre-Forêt **77**

3.1. L'Outre-Forêt : introduction 77

3.2. La colline « *Muld* » à Schaffhouse-près-Seltz 80

3.2.1 La coupe VII, la séquence du versant exposé au nord-est 83

3.2.2 La coupe I, la séquence en haut de colline 95
3.2.3 Le profil VIII, le sol à la surface des loess du versant exposé au sud-est 102
3.2.4 Variations latérales de faciès autour de la colline « *Muld* » 107
3.2.5 La colline « *Muld »* à Schaffhouse : synthèse 114

3.3. Les collines de Betschdorf 116

3.3.1 Géométrie des dépôts 116
3.3.2 Le vallon V3 118
3.3.3 Le vallon V1 130
3.3.4 La colline de Betschdorf : synthèse 133

3.4. Principaux acquis sur les loess de l'Outre-Forêt 135

Chap. 4 : Les loess du Kocherseberg 137

4.1. Les loess du Kochersberg : introduction 137

4.2. Les loess du Kochersberg : géométrie et épaisseur des loess weichseliens 140

4.2.1 Horizons rencontrés 140
4.2.2 Épaisseurs et distributions des loess weichseliens 140
4.2.3 Le substrat oligocène de la Butte de Kolbsheim 145

4.3. La séquence du vallon de Pfulgriesheim « *Grasweg* » 147

4.3.1 Pfulgriesheim « *Grasweg* » : description et interprétation de terrain 148
4.3.2 Pfulgriesheim « *Grasweg* » : caractères pédosédimentaires 152
4.3.3 Pfulgriesheim « *Grasweg* » : caractères micromorphologiques 155
4.3.4 Pfulgriesheim « *Grasweg* » : minéralogie des argiles 160
4.3.5 Pfulgriesheim « *Grasweg* » : datations numériques 165
4.3.6 Pfulgriesheim « *Grasweg* », synthèse 167

4.4. Le Kochersberg : profils complémentaires 168

4.5. Le Kochersberg : érosion agraire et vestiges archéologiques néolithiques 170

4.6. Le Kochersberg : conclusion du chapitre 173

Chap. 5 : Les loess, observations complémentaires 175

5.1. Plateau au nord de Brumath 175

5.1.1 Geudertheim 177
5.1.2 Niederschaeffolsheim 180
5.1.3 Steinbourg 181
5.1.4 Synthèse sur le plateau au nord de Brumath 183

5.2. Les loess de la terrasse de Schiltigheim 183

5.2.1 Achenheim « *Hirschberg* » 185
5.2.2 Strasbourg « rue Martin Bucer » 188
5.2.3 Wolfisheim « les Vergers du Fort » 190
5.2.4 Mundolsheim « Quartier du Parc » 191
5.2.5 Synthèse sur les loess de la terrasse de Schiltigheim 192

5.3. Les collines d'Obernai et la terrasse de Dorlisheim 192

5.3.1 Bischoffsheim 193
5.3.2 Rosheim « ZAC du Fehrel » 202
5.3.3 Conclusion sur les loess des collines d'Obernai et de la terrasse de Dorlisheim 206

5.4. Les collines loessiques de Rouffach 207

5.4.1 Eguisheim « *Bühl* nord » 207
5.4.2 Osenbach « *Pfaffenheimer Trank* » 211
5.4.3 Synthèse sur les collines loessiques de Rouffach 213

5.5. Le Sundgau 214

5.5.1 Zillisheim 216
5.5.2 Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines » 218
5.5.3 Hésingue « *Liesbach* » 226
5.5.4 Conclusion sur les loess du Sundgau 228

5.6. Principaux acquis et perspectives sur les loess 228

Chap. 6 : Terrasses et nappes alluviales rhénanes 231

6.1. Le cône de la Hardt 231

6.1.1 Le cône de la Hardt à Ensisheim « *Hardtacker* » 234
6.1.2 Le cône de la Hardt à Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » 236
6.1.3 Observations complémentaires 238
6.1.4 Synthèse sur le cône de la Hardt 240

6.2. Alluvions rhénanes organiques profondes autour de Strasbourg 241

6.2.1 Les logs de la Banque du Sous-sol du BRGM 243
6.2.2 Weyersheim « *Rohr* » : forages Gravières d'Alsace-Lorraine 243
6.2.3 Synthèse sur les niveaux organiques profonds 248

6.3. La terrasse d'Erstein 248

6.3.1 Geispolsheim 249
6.3.2 Erstein « route de Krafft » 252
6.3.3 La terrasse d'Erstein : synthèse 255

6.4. La terrasse d'Eschau 255

6.4.1 Eschau « *Neuhard* » 257
6.4.2 Nordhouse « *Ramschlag* » 262
6.4.3 Synthèse sur la terrasse d'Eschau 264

6.5. Le Ried de la Zorn 265

6.5.1 Weyersheim « *Rohr* », plaine 266
6.5.2 Weyersheim « *Rohr* » chenal 268
6.5.3 Weyersheim « *Rohr* » : synthèse 270

6.6. Synthèse sur le Rhin 271

Chap. 7 : La plaine de l'Ill de Mulhouse à Colmar **273**

7.1. Géomorphologie 273

7.2. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » 276

7.2.1 Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943 278
7.2.2 Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785 282
7.2.3 Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4 291
7.2.4 Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », Coupe 016774 - 7 300
7.2.5 Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », Synthèse 303

7.3. Horbourg-Wihr 306

7.3.1 Horbourg-Wihr « 50 Grand Rue » 306
7.3.2 Horbourg-Wihr : observations complémentaires 310
7.3.3 Horbourg – Wihr : nouvelles datations par luminescence stimulée optiquement 312
7.3.4 Horbourg - Wihr : synthèse 313

7.4. Un transect amont-aval de Mulhouse à Colmar 313

7.4.1 Mulhouse « Cour de Lorraine » 314
7.4.2 Ruelisheim « Rue des Roses » 317
7.4.3 Meyenheim « *Grunfeld* » 317
7.4.4 Niederentzen « *Hinter am Dorf* » 319
7.4.5 Niederhergheim « *Mittlere Allmende* » 320
7.4.6 Bischwihr « *Kleinwoerth* » 323
7.4.7 Riedwihr « *Oberfeld* » 326
7.4.8 Synthèse sur le transect amont-aval 326

7.5. La vallée de l'Ill : synthèse 328

Chap. 8 : Les cônes de la Thur, de la Bruche et de la Zorn **331**

8.1. La Thur 331

8.1.1 Géomorphologie du cône de la Thur 331
8.1.2 La gravière de « la Croisière » de Cernay 334
8.1.3 Wittenheim « *Auf den Wald* » 336
8.1.4 Pulversheim « *Ochsenweilde* » 338
8.1.5 Wittelsheim « *Hohmatten* » 340
8.1.6 Bilan sur la Thur 341

8.2. La Bruche 343

8.2.1 Géomorphologie de la basse Bruche 343
8.2.2 Mutzig « *Rain* » 346
8.2.3 Holtzheim « Terrasse de Lingolsheim » 353
8.2.4 Holtzheim « Terrasse du Roettig » 356
8.2.5 Mutzig « Rue Schweitzer » 358
8.2.6 Kolbsheim « Zone à Défendre (ZAD) » 359
8.2.7 Synthèse sur la Bruche 361

8.3. La Zorn 361

8.3.1 Géomorphologie du cône de la Zorn 362
8.3.2 Bernolsheim « Plateforme d'activité (PDA) » 363
8.3.3 Brumath « *Herrenwald* » 365
8.3.4 Vendenheim « *Isperlach* » 367
8.3.5 Vendenheim « *Muehlbach* » - Substrat 370
8.3.6 Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine 371
8.3.7 Reichstett « ZAC Entrée Nord » 373
8.3.8 Bilan sur la Zorn 374

8.4. Synthèse du chapitre 376

Chap. 9 : Discussion générale 377

9.1. Répartition des formations et bilans sédimentaires 377

9.1.1 Datations numériques 377
9.1.2 Cadre chronostratigraphique 378
9.1.3 Répartition et épaisseurs des dépôts 385

9.2. Faciès sédimentaires et sols 389

9.2.1 Les alluvions rhénanes, ellanes et vosgiennes 389
9.2.2 Loess et gleys de toundra 390
9.2.3 Les luvisols 393
9.2.4 Chernozems, sols de climat froid et sols lithodépendants 396

9.3. Relations dynamiques des différents ensembles morphosédimentaires et facteurs de contrôle 398

9.3.1 Alluvionnement et dynamiques éoliennes 398
9.3.2 Comparaisons extra-régionales 402
9.3.3 Facteurs de contrôle 403

9.4. Géoarchéologie et Anthropocène 405

9.4.1 Taphonomie des sites 405
9.4.2 Ressources et dynamiques d'occupation du territoire 408
9.4.3 L'impact anthropique sur l'environnement 409

Conclusion 413

Un premier cadre chronostratigraphique synthétique de la plaine d'Alsace depuis 130 000 ans 413

Extension, épaisseurs, faciès et facteurs de contrôle des formations pédosédimentaires eemiennes, weichseliennes et holocènes 413

D'un espace habité à un espace construit 414

Perspectives 414

Bibliographie 417

Annexes **453**

Annexe 1. Datations OSL réalisées par Frank Preusser (Université de Fribourg-en-Brisgau) 454

Annexe 2. Morschwiller-le-Bas : datations OSL 456

Annexe 3. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » : datations OSL des alluvions rhénanes 459

Annexe 4. Eschau « *Neuhard* » : datations OSL 463

Annexe 5. Weyersheim « *Rohr* » : datations ^{14}C 473

Annexe 6. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupes 5943 et 5785 : datations OSL 474

Annexe 7. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupes 016774 : datations radiocarbone (1/2) 479

Annexe 8. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupes 016774 : datations radiocarbone (2/2) 480

Annexe 9. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4 : datations OSL 481

Annexe 10. Mulhouse « Cour de Lorraine » : datation ^{14}C 493

Annexe 11. Meyenheim « *Grunfeld* » : datation ^{14}C 494

Annexe 12. Vendenheim « *Muehlbach* » : datation ^{14}C 495

Annexe 13. Rapport des analyses DRX 496

Annexe 14. Article *Archimède* 533

Annexe 15. Article *Revue Archéologique de Picardie* 552

Annexe 16. Article *Quaternary Science Reviews* 571

Liste des figures **587**

Liste des tableaux **597**

Introduction

Les questions à l'origine du travail présenté ici sont d'abord archéologiques, principalement taphonomiques : où trouver les sites archéologiques, en particulier les vestiges diffus de la Préhistoire ancienne ? Quelle est la part de vestiges archéologiques détruits ? Ces questions sont également paléoenvironnementales et ont pour vocation de reconstituer les contraintes et les ressources des territoires des sociétés du passé, aux échelles locales et régionales, mais aussi à une échelle plus globale, en interrogeant la variabilité environnementale. Aux questions sur les ressources, s'ajoutent celles liées à l'impact des sociétés humaines sur l'environnement et la définition d'un seuil à partir duquel l'homme devient un facteur géologique prépondérant. Pour autant, répondre à ces objectifs suppose dans un premier temps de se consacrer aux formations superficielles et aux paléosols.

Depuis une vingtaine d'années, les paléoenvironnements quaternaires et holocènes ont fait l'objet d'un nombre conséquent de travaux et ont notamment bénéficié du développement des recherches géoarchéologiques (e.g. Neboit-Guilhot 1977, 1984 ; Bravard et al. 1997 ; Goldberg et Macphail 2006), qui se sont accélérées en France avec le développement du suivi archéologique des travaux d'aménagement du territoire (Krier 1994 ; Bruxelles 2012 ; Wuscher et al. 2020a). On dispose ainsi d'un cadre chronostratigraphique et paléoenvironnemental pour le Pléistocène de l'Europe occidentale (e.g. Preusser 2004 ; 2008 ; Zöller et al. 2004 ; Antoine et al. 2007 ; 2013 ; 2018 ; Haesaerts et al. 2016 ; Schirmer 2016 ; Lehmkuhl et al. 2016) et de plusieurs synthèses sur des grands bassins-versants et leurs hydrosystèmes durant l'Holocène (e.g. Berger 1997 ; Allée et Lespez 2006 ; Gebhardt et al. 2014 ; Pastre et al. 2014). La pédologie, le plus souvent génétiquement liée à la géomorphologie (e.g. Bornand, 1978; Fedoroff et Redondo, 1979; Bomer, 1993), occupent une place importante dans ces travaux (e.g. Antoine, 1990 ; Berger 1997 ; Chaussé, 2003) qui sont d'une importance cruciale pour l'élaboration de modèles fiables de prédiction des futures évolutions climatique, géomorphologique et environnementale.

En Europe occidentale, les principaux résultats obtenus concernent (i) la cyclicité glaciaire-interglaciaire en domaine continental qui s'exprime par des terrasses alluviales couvertes de loess (e.g. Antoine et al. 2007 ; Bridgland et al. 2009 ; Cordier et al. 2012) et par des moraines et des lacs en relation avec les avancées glaciaires (e.g. Preusser et al. 2011 ; Ellwanger et al. 2011 ; Heiri et al. 2014 ; Ivy-Ochs 2015 ; Hughes et al. 2016), (ii) l'érosion des versants loessiques et la formation de sols cumuliques en bas de versant en début de période glaciaire (e.g. Van Vliet-Lanoë 1986 ; Haesaerts et Mestdagh 2000 ; Antoine et al. 2016), (iii) le dépôt par le vent d'une couverture loessique étendue épaisse d'au moins deux mètres lors des phases froides et arides du dernier cycle glaciaire, dénommé Weichselien ou Würm (e.g. Lautridou 1985 ; Antoine et al. 2003 ; Moine et al. 2011 ; Lehmkuhl et al. 2016), (iv) l'incision des vallées alluviales par des chenaux multiples au début de l'interglaciaire holocène suivie par des remplissages essentiellement organiques pendant la majeure partie de la période (e.g. Pastre et al. 2002 ; Castanet 2008) et (v) une modification majeure des hydrosystèmes par les sociétés humaines au Subatlantique (à partir de 850 avant notre ère) et une convergence des faciès alluviaux avec ceux du Tardiglaciaire (e.g. Allée, Lespez 2006 ; Pastre et al. 2014).

Toutefois, les recherches qui inscrivent l'Holocène dans les fluctuations de plus grande ampleur, liées à l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires du Pléistocène restent rares (e.g. Orth, 2005 ; Castanet, 2008 ; Deschodt, 2014), alors que les études menées dans le nord de la France et dans les Alpes avaient montré l'intérêt d'une telle perspective dès les années 1970 (e.g. Sommé, 1977 ; Jorda, 1980, 1988). En effet, la couverture pédologique, les bassins-versants et les espaces de divagation des cours d'eau de l'Holocène sont largement hérités du Pléistocène supérieur (e.g. Van Vliet-Lanoë et al. 1992; Vandenberghe, 1995; Pastre et al. 2002). La prise en compte des héritages pédologiques et géomorphologiques pour comprendre l'Holocène est tout autant incontournable pour prendre la juste mesure des modifications apportées par les sociétés humaines à l'environnement. Sur ce point, certains auteurs ont avancé l'idée de changements majeurs dès l'Holocène moyen, avec notamment l'introduction de la riziculture en Asie (e. g. Ruddiman 2003). Certains géologues ont défini quant à eux une nouvelle ère géologique, l'Anthropocène, à partir du milieu du XXe siècle, sur la base d'une multitude d'enregistrements sédimentaires, d'indicateurs biologiques et géochimiques dans l'ensemble des milieux du globe (Waters et al. 2016 ; 2018). Il paraît dès lors intéressant d'adopter une perspective à long terme et de comparer la trajectoire de l'Holocène à celle du cycle glaciaire et de l'interglaciaire précédents.

La plaine d'Alsace, constituant le quart sud-ouest du Fossé rhénan supérieur large de 35 à 40 km et long d'environ 300 km, entre le domaine océanique et le domaine continental, se prête bien à ce type d'approche. Sa structure géologique et son remplissage cénozoïque sont bien connus et la distribution et l'épaisseur des dépôts sont intimement liés à son histoire tectonique (e.g. Illies 1965 ; Sittler 1965 ; Duringer 1988 ; Sissingh 1998 ; Roussé 2006). Son évolution au cours du Quaternaire suscite l'intérêt des chercheurs dès le début du XXe siècle, notamment à Achenheim (Schumacher 1914 ; Franc de Ferrière 1937 ; Wernert 1957). De nombreux travaux ont été menés dès les années 1960, en relation avec les levés des cartes géologiques (e.g. Maire 1967; Tricart et al. 1970; Hirth 1971; Geissert et al. 1976; Ménillet et al. 1979) et dans le cadre de travaux sur la genèse et le fonctionnement du graben (e. g. Bartz 1974). Le gisement d'Achenheim a bénéficié quant à lui au début des années 1980 d'un important réexamen et de nouvelles missions de terrain, ce qui a permis d'établir un modèle d'évolution de quatre séries loessiques, alternant avec autant de paléosols qui correspondent aux quatre derniers cycles glaciaires-interglaciaires et qui fossilisent des alluvions fines de la Bruche et du Rhin (Heim et al. 1982). Des premières datations absolues par thermoluminescence ont été réalisées dans la foulée (Buraczynski et Butrym 1984).

La compilation de ces travaux sur les successions stratigraphiques combinée à une analyse de la topographie a nourri une synthèse de l'évolution des formes du relief mise en relation avec l'évolution tectonique du Fossé rhénan depuis sa formation, il y a 25 Ma (Vogt 1992). À partir des années 2000, ce schéma d'ensemble a été complété par de nouvelles coupes et par quelques datations absolues à l'est du Sundgau, ce qui a permis de proposer un schéma d'évolution des terrasses du Pléistocène ancien et moyen et des versants loessiques au cours du Pléistocène et de révéler l'importante incision du Rhin de Bâle à Habsheim depuis la fin de la dernière période glaciaire, il y a environ 13 000 ans (Kock et al. 2009 ; Rentzel et al. 2009). En parallèle, des campagnes sismiques ont été accompagnées d'une relecture des sondages passés pour préciser la géologie profonde du fossé d'effondrement (Brun et al. 1992 ; Elsass et al. 2006). Le développement de l'archéologie préventive dans les années 1990, ainsi que plusieurs recherches programmées ont pour leur part commencé à révéler l'histoire des paysages holocènes. Ainsi à Strasbourg, au Tardiglaciaire et à l'Holocène, le Rhin s'écoule plus à l'ouest, au pied de la terrasse de Schiltigheim et son lit est plus large qu'au 19e siècle avant les travaux de rectification. À partir de la Protohistoire, il se déplace vers l'est, ce qui permet à la Bruche et à l'Ill de s'individualiser et à la ville de se développer (Schwien et Schneider 1998). Au nord de Strasbourg, le Rhin connaît une métamorphose importante au cours de la Protohistoire (Lasserre et al. 2011), tandis qu'à hauteur de Biesheim, son espace de mobilité à l'époque moderne est déjà en place à l'époque antique (Ollive et al. 2006). Dans les collines loessiques du Kochersberg, les phases d'érosion des sols sont toujours corrélées avec les périodes d'occupation et se déclenchent principalement au cours de la Protohistoire (Schneider et al. 2014). Enfin, dans les Vosges, les chaumes d'altitude semblent se mettre en place au cours du l'Age du Bronze et leur évolution est depuis contrôlée par les sociétés (Goepp 2007).

Malgré tous ces travaux, le nombre de coupes bien datées reste très limité et il est difficile de réfléchir en terme de bilans sédimentaires. Les données font ainsi défaut sur l'épaisseur des loess et bien souvent il n'est pas possible de distinguer les formations du Pléistocène supérieur de celles des cycles glaciaires précédents, mais aussi parfois de celles de l'Holocène récent issues de l'érosion des dépôts périglaciaires (Ertlen et Schneider 2018). Ce problème se pose également dans la plaine alluviale ello-rhénane et sur sa bordure, occupée par des cônes alluviaux déposés par les rivières vosgiennes. La notation Fz/Fy des cartes géologiques qui, hormis pour le forage d'Ohnheim-Fegersheim (Geissert et al. 1976), n'est jamais accompagnée d'indications de profondeur, illustre bien cette confusion. Ici, le nombre assez réduit de coupes stratigraphiques, l'absence de datations absolues et la faible expression morphologique des formations alluviales les plus récentes, uniquement matérialisée en première lecture par des paléochenaux, ne permettent pas de différencier les formations graveleuses holocènes de celles du Pléistocène supérieur dont les épaisseurs ne sont pas connues. Par ailleurs, si l'on dispose de cartes pédologiques bien détaillées (Party et al. 2011), la chronologie, les conditions et les durées des grandes phases de pédogénèse pléistocènes, glaciaires et interglaciaires, sont encore à définir.

Il est par conséquent difficile de quantifier l'impact anthropique sur l'érosion des sols et le fonctionnement des cours d'eau, certains chercheurs considérant que des taux d'érosion comparables à l'actuel ont été atteints localement dès le Néolithique (Froehlicher et al. 2016), quand d'autres insistent plutôt sur les dérèglements récents liés à la canalisation du Rhin au XIXe siècle (Tricart et Bravard 1991) ou aux travaux miniers du début du XXe siècle (Maire et Cloots, 1984). Il est en outre compliqué d'apprécier le risque sismique d'une région marquée par des tremblements de terre occasionnels, le plus violent d'entre eux ayant rasé Bâle au XIVe siècle (e. g.

Meghraoui et al. 2001). Au final, il manque donc un schéma d'évolution d'ensemble de la Plaine d'Alsace à échelle humaine avec les liens dynamiques entre les différents compartiments géomorphologiques, ce qui est essentiel pour détailler leurs interactions avec les sociétés. Une approche régionale de la plaine d'Alsace, plus de 4000 km^2, peut paraître ambitieuse. Elle est cependant nécessaire vu les questions posées. Elle est possible grâce aux très nombreux profils mis au jour par les travaux d'aménagement du territoire, encore largement sous exploités par les sciences de la terre.

Intensément urbanisée, la plaine d'Alsace fait l'objet d'un suivi archéologique régulier depuis une vingtaine d'années grâce à la loi de 2001 qui a systématisé le suivi archéologique avant travaux (e. g. Demoule 2009 ; Collart 2012), ce qui a permis de documenter plusieurs centaines de sondages. Elle est par ailleurs couverte aujourd'hui par des données topographiques très précises, avec une couverture Lidar presque complète. Enfin, le développement des outils de datations, radiocarbone et luminescence stimulée optiquement (OSL, e.g. Preusser et al. 2008 ; Mercier 2008 ; Rixhon et al. 2017), et de caractérisation des sols et des paléosols, notamment la micromorphologie (Fédoroff et Courty 2002), permet aujourd'hui d'élaborer des cadres chronostratigraphiques très précis. Il est dès lors possible de préciser les limites et les caractères des formations pédosédimentaires régionales et de nourrir un modèle d'évolution paléogéographique de la Plaine d'Alsace complémentaire de celui de Vogt (1992), d'un point de vue spatial, en documentant la plaine, et d'un point de vue chronologique, en se focalisant sur les 130 derniers millénaires.

La thèse de doctorat présentée ici propose ainsi : (i) de vérifier les limites des grands corps sédimentaires eemien weichselien et holocène et de préciser leurs épaisseurs dans la plaine d'Alsace des collines sous-vosgiennes au cours actuel du Rhin (ii) de définir et de dater des horizons repères, en s'intéressant plus particulièrement aux paléosols et (iii) de restituer les relations dynamiques des différents ensembles géomorphologiques, ce pour (iv) alimenter une réflexion sur la conservation et la répartition des sites archéologiques et pour discuter de l'impact des sociétés sur les sols et les dynamiques sédimentaires au cours de l'Holocène. Elle s'appuie sur différentes fenêtres documentées par des grandes coupes et des sondages plus ponctuels localisés dans les collines loessiques, les terrasses de Schiltigheim, de la Hardt, d'Erstein, d'Eschau et du Roettig, et les cônes de la Thur, de la Bruche et de la Zorn. Elle a été menée en parallèle d'expertises géoarchéologiques lors des opérations d'archéologie préventive d'Archéologie Alsace, établissement public territorial, durant lesquelles la majeure partie des profils ont été mis au jour et décrits, conjointement aux observations archéologiques consignées dans des rapports sous l'égide du Service Régional de l'Archéologie (Ministère de la Culture). Elle a bénéficié de quatre mois de congés formation, d'une allocation de recherche du Ministère de la Culture et d'un détachement de deux mois au Centre National de la Recherche Scientifique au Laboratoire Image Ville Environnement (UMR 7362) dans les locaux de l'Université de Strasbourg. Les datations et analyses ont été financées par les opérations d'archéologie préventive et par le programme collectif de recherche (PCR) PaleoEls soutenu depuis 2015 par le Ministère de la Culture (Wuscher et al. 2016 ; 2017 ; 2018 ; 2019 ; 2020b).

La première partie du manuscrit est consacrée au cadre climatique et chronostratigraphique de référence et aux travaux synthétiques déjà consacrés à la région (chapitre 1), ainsi qu'à une présentation du matériel et des méthodes mises en œuvres lors des opérations d'archéologie préventive et lors de recherches dans les loessières et carrières en activité en Alsace (chapitre 2).

La seconde partie est consacrée à la présentation de nouvelles successions stratigraphiques des différents ensembles morphosédimentaires de la plaine d'Alsace, systématiquement mises en perspective avec la littérature existante. Les séquences de loess les plus épaisses, au nord de la région, dans l'Outre-Forêt, et à l'ouest de Strasbourg, dans le Kochersberg, servent à établir une séquence chronologique de référence (chapitres 3 et 4). Les dépôts loessiques moins épais, plus ponctuels ou moins accessibles sont ensuite utilisés pour documenter l'extension spatiale des horizons repères définis dans les séquences loessiques de référence et pour comprendre l'agencement géomorphologique de la région (chapitre 5). Les dépôts ello-rhénans quant à eux structurent le fonctionnement des cours d'eau dans la plaine (chapitres 6 et 7), tandis que les dépôts de versant et les alluvions vosgiennes dans la vallée de la Bruche, de la Thur et de la Zorn présentent des trajectoires communes, malgré des caractères différents (chapitre 8).

La discussion (chapitre 9) est structurée en quatre sous-chapitres. Le premier est consacré à la chronologie et à la répartition des dépôts eemiens, weichseliens et holocènes d'Alsace. Le second s'intéresse aux principaux faciès et paléosols rencontrés. Le troisième restitue les relations dynamiques des différents ensembles géo-

morphologiques et compare les enregistrements alsaciens à ceux des régions voisines pour mettre en lumière les facteurs de contrôle de l'évolution géomorphologique et pédogénétique. Enfin, le dernier sous-chapitre examine la conservation et la répartition des sites archéologiques, ce pour discuter de l'impact des sociétés sur les sols et les dynamiques sédimentaires.

Chap. 1 : État des connaissances et présentation de la zone d'étude

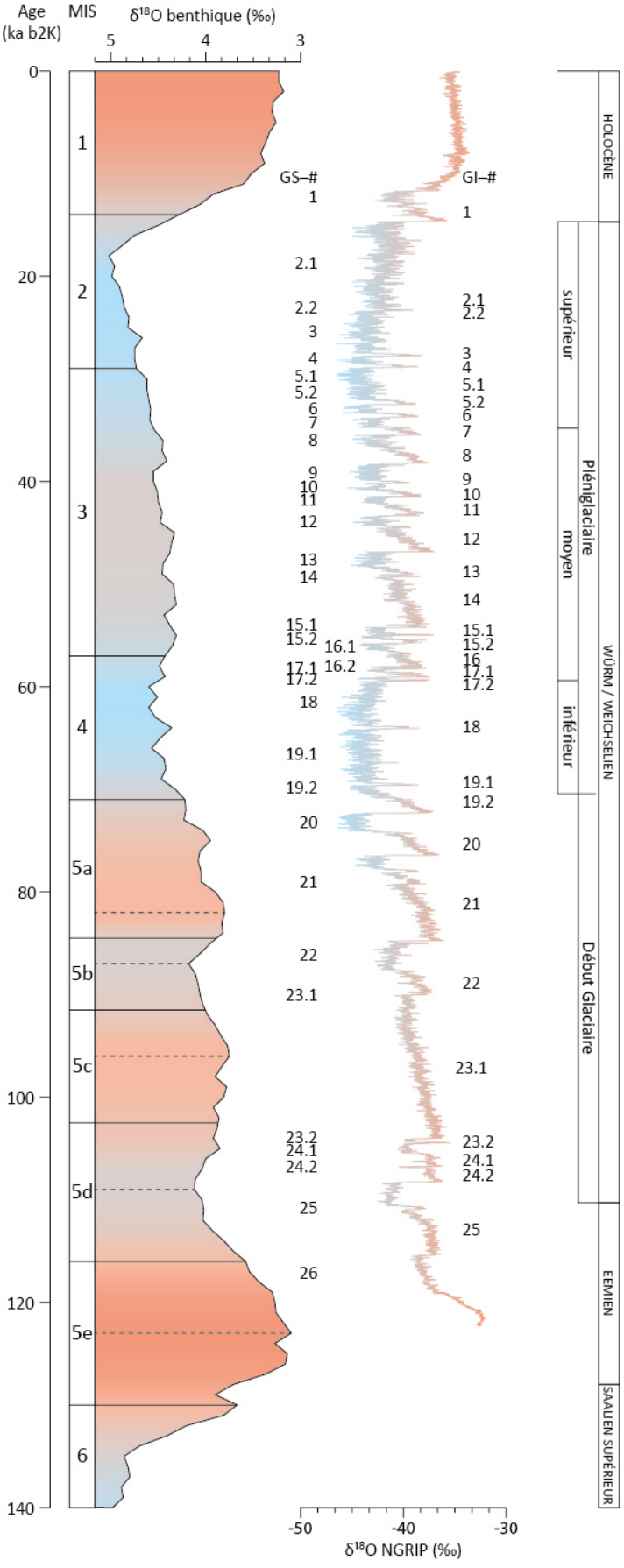
Avant d'élaborer un modèle pédosédimentaire et géomorphologique de la plaine d'Alsace depuis 130 000 ans, une mise en contexte et un état de l'art sont nécessaires. Ainsi, la première partie du présent chapitre expose le cadre paléoclimatique, la terminologie chronologique utilisée dans la thèse et les grandes tendances évolutives dans les différents environnements sédimentaires d'Europe occidentale, les glaciers, les lacs, les loess, les versants et les vallées alluviales. La seconde partie du chapitre présente la zone d'étude, ses caractères topographiques et climatiques, son cadre géologique et un bilan des travaux consacrés aux formations pédosédimentaires du Pléistocène supérieur et de l'Holocène.

1.1. Du pôle Nord à l'Europe occidentale

1.1.1. Cadre climatique et référentiel chronologique

Révélée dès le XIXe siècle à partir des moraines alpines (Penck, Brückner 1909), la chronologie des cycles glaciaires et interglaciaires du Quaternaire a été élaborée à partir de la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères des carottes marines (Emiliani 1955 ; Berger 2002), ce qui a permis de définir des stades isotopiques (SIM), les numéros pairs correspondant aux périodes froides et les numéros impairs aux périodes plus tempérées (Lisiecki, Raymo 2005). Les 130 derniers millénaires sont ainsi caractérisés par 5 SIM (Fig. 1). Ce système chronologique repose toutefois sur la compilation de plusieurs enregistrements et les limites exactes des différentes périodes sont discutables (e.g. Antoine et al. 2016). Au cours des quarante dernières années, les recherches sur les calottes des pôles ont produit des séquences de référence d'enregistrement des températures et de composition de l'atmosphère des 800 derniers millénaires, à des échelles de temps orbitales et millénaires (synthèse dans Landais, 2016), à partir de la glace (isotopes de l'eau pour reconstruire les paléotempératures et poussières détectées par la concentration de l'ion Ca^{2+} pour reconstituer les circulations atmosphériques…) mais aussi de l'air qu'elle a piégé (concentrations en gaz à effet de serre notamment). Surtout, les taux d'accumulation de la glace au Groenland offrent la possibilité de repérer les cycles annuels. Ainsi, la chronologie est établie à partir du comptage des lamines avec une incertitude de 2 ka autour de 60 ka, ce qui en fait l'enregistrement le plus précis à ce jour, caractérisé par une alternance de vingt-six stades glaciaires et de vingt-cinq interstades aux conditions climatiques plus clémentes (Rasmussen et al. 2014). Son exposé succinct sert de trame aux études géomorphologiques et paléoenvironnementales menées à partir des archives continentales (Fig. 1).

La dernière période interglaciaire, le stade isotopique 5e, est enregistrée en continu dans six carottes de glace antarctiques entre environ 130 et 115 ka. Elle est représentée dans plusieurs carottes groenlandaises, ce qui témoigne du maintien d'une calotte en Arctique. Mais seule la carotte NGRIP présente un enregistrement continu jusqu'à 123 ka, les autres sites présentant un enregistrement plus lacunaire dont la succession stratigraphique a été reconstituée. Elle est ainsi documentée par cinquante mètres de glace dans la carotte NEEM. Son optimum, en début de période, a laissé des valeurs qui témoignent d'une température plus élevée de plusieurs degrés par rapport à l'actuel. Elle se caractérise ensuite par une diminution du $\delta^{18}O$ de la glace de 123 ka à 118 ka, avant l'entrée en glaciation (Landais 2016). Un premier épisode froid marque la fin de l'interglaciaire eemien entre 111 et 110 ka et des pics de poussières, témoins de phases d'aridité sur les continents, sont enregistrés à partir de 105,5 ka. Toutefois, les conditions restent proches de l'interglaciaire jusqu'à 70-69 ka (Rasmussen et al. 2014). Le dernier glaciaire commence véritablement à 70 ka et est caractérisé par une évolution cyclique, avec une alternance de phases interstadiaires (Greenland interstadials, GI) et de phases stadiaires (Green-



land stadials, GS), connue sous le nom de cycles de Dansgaard-Oeschger (DO), dont les durées sont comprises entre 1,5 ka et 4,5 ka (Dansgaard et al. 1993 ; Rasmussen et al. 2014). Les interstades sont caractérisés par des températures plus élevées, en moyenne 10°C de plus que les stades (Kindler et al. 2014). Les phases stadiaires correspondent quant à elles à des pics de poussières qui traduisent une augmentation de la dynamique éolienne et des changements abrupts de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère nord (Ruth et al. 2007 ; Wolff et al. 2010). La dernière période glaciaire prend fin vers 14,7 ka avec l'interstade 1, qui correspond au Tardiglaciaire et qui est ponctué par trois événements froids, autour de 14, 13,6 et 13,2 ka (Rasmussen et al. 2014). Le réchauffement est interrompu par le stade 1, un refroidissement brutal entre 12,9 ka et 11,7 ka. L'interglaciaire Holocène démarre à 11,7 ka. Il est marqué par trois courts événements relativement plus froids, à 11,4, 9,3 et 8,2 ka et présente une apparente stabilité (Rasmussen et al. 2014).

Cet enregistrement de référence présente cependant des limites. En milieu continental, les différentes périodes chronologiques ont été nommées en fonction de sites éponymes. Ainsi, l'Eemien tient son nom des dépôts de la vallée de l'Eem aux Pays-Bas. La vallée de la Würm a donné quant à elle son nom au dernier cycle glaciaire, le Würm, autour des Alpes. Autour de la calotte fenno-scandinave, c'est la vallée de la Weichsel, la Vistule, qui a donné son nom à la période, le Weichselien. Cette dernière est aujourd'hui plus largement employée que le Würm dans l'étude des dépôts continentaux. Pour le Tardiglaciaire, différentes chronozones ont été définies à partir du contenu pollinique des sédiments lacustres (Firbas 1949). Elles ont été corrélées avec les forages du pôle

Fig. 1 : Courbes du δ18O issues de la compilation de différents enregistrements marins (Lisiecki, Raymo 2005) et du δ18O de la glace de NGRIP (Rasmussen et al. 2014). Autour des courbes figurent les numéros des SIM (à gauche), des stades (GS, au centre) et des interstades (GI, à droite). Les noms des différents stades de la dernière glaciation en Europe occidentale sont donnés à droite. Leurs limites ont été placées d'après Antoine at al. (2016).

Nord à partir du comptage des varves de lacs du nord et de l'ouest de l'Allemagne et de Pologne, confortée par des datations radiocarbone, par la position du tuf volcanique du Laacher See (LST) et par les données palynologiques (Litt et al. 2001). Les équivalences suivantes ont été établies :

• de 14450 à 13800 : Meiendorf, qui correspond au GI 1er
• de 13800 à 13670 : Oldest Dryas, qui correspond au GI 1d
• 13670 à 13540 : Bølling, qui correspond au GI 1c3
• 13540 à 13350 : Older Dryas, qui correspond au GI 1c2
• 13359 à 12680 : Allerød avec LST à 12880, qui correspond aux GI1c1 à GI 1a
• 12680 à 11590 : Dryas, récent qui correspond au GS 1

Ces subtilités terminologiques sont toutefois anecdotiques. La principale difficulté réside dans la chronologie et la synchronisation des différents enregistrements. En effet, si les datations au radiocarbone servent de support fiable à des corrélations entre les dépôts continentaux et les accumulations glaciaires, au-delà de la limite de la méthode, autour de 50 ka, les corrélations et l'établissement d'une chronologie absolue sont beaucoup plus problématiques. Ainsi, les datations basées sur la luminescence stimulée optiquement (OSL), dont l'utilisation devient de plus en plus courante (e.g. Preusser et al. 2008 ; Mercier 2008), présentent d'importantes barres d'erreur et il faut bien souvent se contenter d'une corrélation avec les SIM. Les carottes marines permettent quant à elles de faire le lien entre les hautes et moyennes latitudes et avec les dynamiques de végétations sur le continent (e.g. Sánchez Goñi 2006), tandis que les dépôts lacustres offrent des séquences à haute-résolution, avec des dépôts interglaciaires et interstadiaires souvent laminés (e.g. Sirocko et al. 2016). Toutefois, les méthodes de datations actuelles ne permettent pas d'en proposer une chronologie absolue et les corrélations reposent le plus souvent sur les alignements des pics des principaux paramètres palynologiques et sédimentaires, notamment la teneur en carbone, ce qui ne permet pas la mise en évidence des déphasages des différents environnements sédimentaires (Blaauw et al. 2010).

Les enregistrements du pôle Nord ne permettent pas non plus d'apprécier la variabilité climatique holocène révélée notamment par les sédiments détritiques en milieu marin liés à des détachements d'iceberg, responsables d'épisodes froids à caractère cyclique de durée millénaire (Bond et al. 1997). Surtout, le nombre très important et la grande variété des enregistrements permettent difficilement de dégager un cadre climatique synthétique. Une tripartition de la période a toutefois été proposée par la commission internationale de stratigraphie à partir de deux niveaux repères, à 8,2 et 4,2 ka (Walker et al. 2018). De 11,7 à 8,2 ka, le Greenlandien, l'Holocène ancien, est caractérisé par plusieurs épisodes frais (Fig. 2). De 8,2 à 4,2 ka, le Northgrippien, l'Holocène moyen, correspond à l'optimum interglaciaire. À partir de 4,2 ka, le Meghalayen, l'Holocène récent, également appelé « Néoglacial », se distingue par le retour de conditions plus fraîches. En Europe, des chronozones ont été proposées à partir des enregistrements palynologiques (Firbas 1949 ; Mangerud et al. 1974) et sont omniprésentes dans la littérature. Elles sont contrôlées par l'évolution de la forêt, des espèces pionnières à la forêt caducifoliée, par les changements climatiques et par l'action des sociétés humaines. Malgré la variabilité régionale importante (Horsák et al. 2019 ; Granai et al. 2020), son utilisation est très courante (e.g. Pastre et al. 2014) et reste commode, notamment pour la fin de la période, la limite à 4,2 ka n'ayant pas été clairement identifiée en Europe occidentale. Ainsi, ce système chronologique comprend le Subboréal, de 6200 à 2750 cal BP, une chronozone plus fraîche durant laquelle l'impact des sociétés humaines devient croissant (Mangerud et al. 1974 ; Bos et al. 2008 ; Pastre et al. 2014), et le Subatlantique, à partir de 2750 cal BP (Fig. 2), une chronozone qui commence par un épisode frais (Van Geel et al. 1998) et qui est caractérisée par une perturbation importante de l'environnement par les sociétés humaines, brouillant le signal climatique dans les enregistrements continentaux et sans commune mesure avec les périodes précédentes (e.g. Allée, Lespez 2006 ; Pastre et al. 2014).

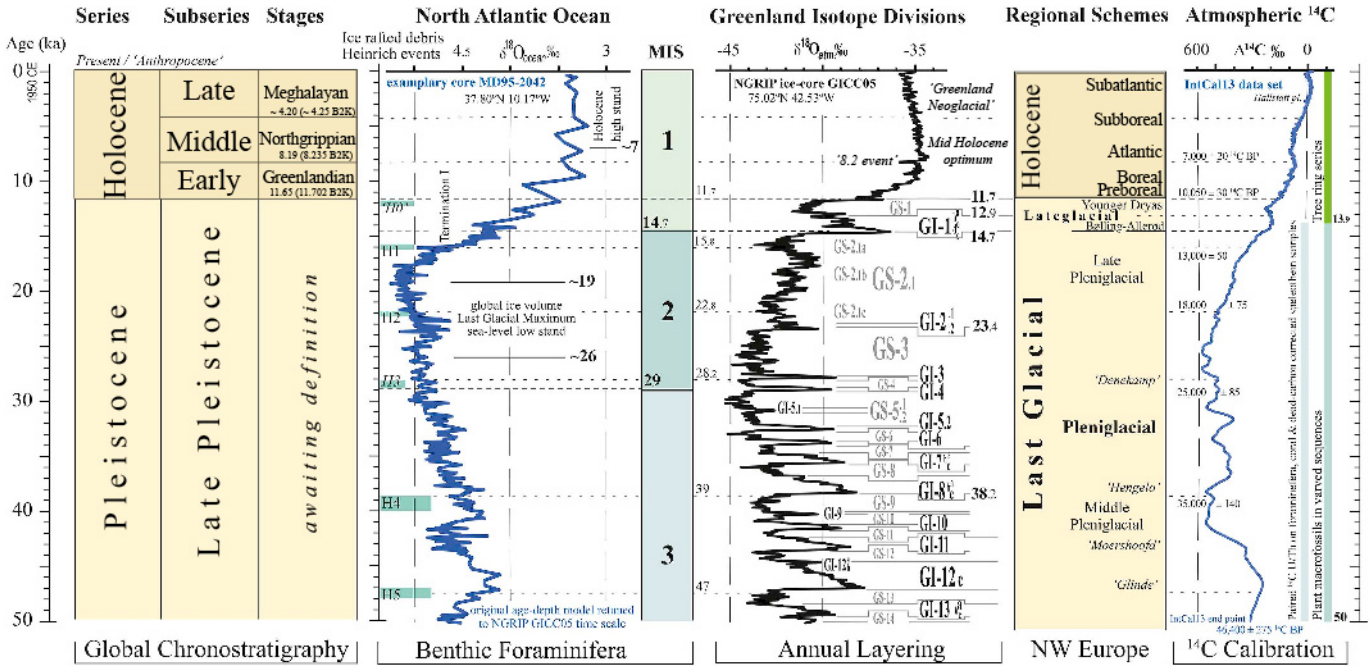


Fig. 2 : Frise chronologique et corrélations des différents enregistrements des cinquante derniers millénaires (extrait de Cohen et Gibbard 2019).

1.1.2. Les dépôts glaciaires

En domaine continental, les moraines laissées par les avancées glaciaires passées ont servi à établir la première chronologie des dernières glaciations (Penck, Brückner 1909). Leur utilisation pour établir un cadre chronologique est cependant difficile du fait de leur dépendance aux conditions géomorphologiques propres à chaque massif montagneux et à chaque vallée. Surtout, elles ne documentent que les extensions maximales et les principales phases de recul, les avancées mineures étant le plus souvent tronquées. Elles contiennent en outre peu de matières organiques susceptibles d'être datées. Leur chronologie est ainsi en grande partie approchée à partir des remplissages des lacs formés après les retraits des glaciers. Le développement récent des méthodes de datations par OSL et par les nucléides cosmogéniques a toutefois permis de proposer un cadre chronologique pour les deux principales calottes glaciaires européennes : la calotte fenno-scandinave et la calotte alpine.

La calotte alpine connaît deux avancées aux SIM 5 et 4, dont la chronologie demande encore à être précisée (Preusser et al. 2011). D'après les graviers et la séquence de tourbes de Gossau, elle recule largement et les piedmonts suisses sont dégagés entre 60 et 30 ka (Preusser et al. 2003 ; Heiri et al. 2014). Son extension maximale prend place entre 30 et 19 ka. Elle s'étend à moins de 50 km au sud de Bâle (Preusser et al. 2011). Son retrait s'amorce dès 24 ka (Ivy-Ochs 2015). Les lacs de Constance et de Zürich sont déglacés au moins vers 18 ka, peut-être dès 20 ka, et le glacier de Linth a perdu 70 % de son volume avant 22-20 ka et 95 % avant une dernière avancée entre 18 et 16 ka (Heiri et al. 2014). Il est admis que les fluctuations glaciaires et les différences régionales dans les Alpes sont contrôlées par les températures estivales et les précipitations (e. g. Kerschner, Ivy-Ochs 2008 ; Heiri et al. 2014). Ainsi, des vents relativement secs expliqueraient le recul relativement précoce des glaciers au nord des Alpes (Gaar et al. 2019).

Une calotte couvrait également le massif du Jura (e.g. Cupillard et al. 2015). Comme les calottes fenno-scandinaves et alpines, elle est moins étendue que celle de l'avant-dernière glaciation nommée Saalien supérieur. Elle est toujours située au-dessus de 530 m NGF. Sur sa marge occidentale, ses nombreuses langues ont généré une multitude de lacs proglaciaires. L'absence de matériaux organiques et la nature calcaire des édifices morainiques n'ont pas permis d'établir pour l'instant un cadre chronologique précis. À Arçon, autour de 810 m d'altitude, des niveaux lacustres avec des unités tourbeuses sont intercalés entre deux unités glacio-fluviales. Leur sommet a livré un âge radiocarbone qui se situe autour de 46 ka. Ils évoquent la séquence du SIM 3 de

Gossau. La datation radiocarbone du mammouth de Praz de Rodet, dans la vallée de Joux à 1050 m d'altitude, montre quant à elle que le massif du Jura est entièrement déglacé autour de 17 ka.

La calotte fenno-scandinave est marquée par quatre avancées au cours du dernier cycle glaciaire. Les deux premières sont cantonnées aux montagnes scandinaves et attribuées au SIM 5d, autour de 110 ka, et au SIM 5b, autour de 87 ka. La troisième, au cours du SIM 4, entre 70 et 60 ka atteint le Danemark (Svendsen et al. 2004 ; Helmens 2014 ; Batchelor et al. 2019). Après une déglaciation et une calotte centrée sur le cœur du massif scandinave au cours du SIM 3, entre 60 et 30 ka, la quatrième avancée correspond à l'extension maximale de la calotte qui atteint la Vistule, la Weichsel en allemand. Elle est atteinte autour de 21 ka, mais sa croissance n'a pas été uniforme, sa limite occidentale, entre le massif scandinave et les Iles anglo-normandes, ayant été atteinte 7000 ans plus tôt, autour de 27-26 ka, que sa limite orientale dans la plaine russe (Hughes et al. 2016).

1.1.3. Les enregistrements lacustres

Les enregistrements lacustres sont moins nombreux que les édifices glaciaires. Dans des dépressions creusées lors de l'avant-dernière glaciation, plus étendue que la dernière, ou dans les maars, des cratères volcaniques de l'Eiffel, ils offrent cependant des enregistrements à très haute résolution. Ils se situent à l'écart des cours d'eau et sont alimentés uniquement par le ruissellement des versants encaissants et par des dépôts éoliens. Leur chronologie ne pose pas de problème particulier dans la période couverte par les datations radiocarbone (Woillard, Mook 1982), d'autant que dans l'Eiffel, elle peut aussi s'appuyer sur le comptage de lamines (Sirocko et al. 2016). Elle se complique pour les périodes plus anciennes. Elle se base ainsi sur l'alignement des maximas de la courbe du carbone, qui varie par exemple à la Grande Pile dans les Vosges entre 2 et 30 ‰ (Seret et al. 1992), et sur différents paramètres palynologiques et sédimentaires avec les courbes marines et glaciaires de référence. Ces « réglages » (« *tuning* » en anglais) peuvent également s'appuyer sur la présence de téphras, au nombre de trois dans la séquence weichselienne de la Grande Pile (Seret et al. 1990).

À la Grande-Pile dans les Vosges, sur les dépôts morainiques de l'avant dernière glaciation, les 20 m de dépôts attribués au dernier cycle interglaciaire-glaciaire, débutent avec 12 m de dépôts organo-terrigènes. Les pollens présents dans cette partie de la séquence témoignent de trois longues périodes forestières, Lure, Saint-Germain I et Saint-Germain II, entrecoupées par deux courts épisodes de limons détritiques contenant une flore steppique, Melisay 1 et 2 (Woillard 1975 ; de Beaulieu, Reille 1992). La zone Lure commence avec des héliophytes, dont du genévrier, suivis rapidement par le bouleau et le pin, avant une expansion majeure de la forêt tempérée, avec le chêne et l'orme. Saint-Germain I et II présentent la même composition. Le second est toutefois marqué en son centre par une courte période froide avant le développement d'une palynozone à bouleaux et à pins. Cette dernière a d'abord été vue tripartite (Woillard 1975), avant le réexamen de la tourbière qui n'a retenu qu'une seule période, Ognon I, Ognon II et III étant interprétés comme des niveaux remaniés depuis les bords du lac (de Beaulieu, Reille 1992). Les coléoptères inféodés aux arbres sont peu représentés dans les niveaux Melisay 1 et 2. Mais aucune des espèces adaptées à des conditions froides, comme dans les dépôts de l'avant-dernière glaciation et les dépôts postérieurs pléniglaciaires, n'a été mise en évidence, ce qui suggère des épisodes de courtes durées, avec persistance de refuges boisés (Ponel 1995).

Des ambiances forestières tempérées équivalentes à Saint-Germain I et II n'ont pas été retrouvées en Suisse, ce qui peut résulter d'une variabilité environnementale, de discontinuités dans les enregistrements au nord des Alpes ou encore d'un remaniement à la Grande Pile (Preusser 2004). Les trois grandes périodes forestières de la Grande Pile se retrouvent en revanche dans la plupart des grandes séquences polliniques européennes, à Oerel au nord de l'Allemagne, à Horoszki Duże dans l'est de la Pologne et à Sokli au nord de la Finlande (Helmens 2014). Sur ces sites, les espèces thermophiles des deux périodes forestières les plus récentes sont toutefois remplacées par des espèces boréales et à Sokli, la première avancée de la calotte fenno-scandinave recouvre le lac peu avant 80 ka, au cours du SIM 5b, avant une dernière reprise forestière attribuée au SIM 5a. Les tendances observées dans toutes ces séquences ont permis à Helmens (2014) de définir un cycle interglaciaire d'environ 50 ka et un cycle glaciaire d'égale durée.

Des conditions froides steppiques se mettent en place autour de 70 ka (e. g. Fletcher et al. 2010). À la Grande-Pile, elles sont responsables d'une sédimentation limoneuse (Woillard 1975 ; de Beaulieu, Reille 1992 ; Seret et al. 1992) qui contient des coléoptères adaptés au froid (Ponel 1995). Le lac de Sokli en Scandinavie est quant

à lui recouvert par une calotte (Helmens 2014). Trois épisodes de dépôts organo-terrigènes contemporains du développement de forêt de pins et de bouleaux ont été datés entre 62 et 30 ka à la Grande-Pile (Woillard, Mook 1982 ; de Beaulieu, Reille 1992) alors que Sokli est libre de glace et que son remplissage témoigne d'une forêt de pins et de bouleaux au moins jusqu'à 43 ka (Helmens 2014). Le réchauffement du SIM 3 est également bien enregistré dans le nord des Alpes à Gossau (Preusser 2004). Dans l'Eiffel, sur les sédiments à faible teneur en carbone et à pollens de bouleau, de pins et de steppes attribués au SIM 4, se déposent de fines lamines qui témoignent d'une faible sédimentation et dont les pollens révèlent des forêt d'épicéas, avec présence de l'orme et du chêne autour de 60 ka (Sirocko et al. 2016). Cette tendance se poursuit entre 55 et 49 ka, avec deux phases de développement du charme corrélées aux interstades 13 et 14 et mises en relation avec de probables refuges dans la vallée de la Moselle. Une baisse des niveaux lacustres et du taux de carbone est notée autour de 49 ka qui précède un développement de la couverture herbacée, du pin et du bouleau, avec des pics de charbons de bois entre 49 et 36,5 ka. La steppe s'installe entre 36,5 et 28,5 et l'activité éolienne se développe. Plusieurs épisodes de ruissellements intenses sont enregistrés et sont mis en relation avec la fonte d'une couverture neigeuse, sans que la possibilité de pluies estivales ne soit exclue. À la fin de la période, l'éruption du Wartgesberg (massif de l'Eiffel en Allemagne) aurait précipité le passage de la steppe à la toundra qui s'installe entre 28,5 et 23 ka et qui est accompagnée de boisements sporadiques de bouleau et de pins. Les silts éoliens sont bien représentés et le ruissellement actif est interprété comme le résultat de pluies d'été et de la fonte de la neige. La période entre 23 et 15 ka se distingue par une baisse importante des niveaux lacustres, matérialisée par une terrasse lacustre dans au moins deux lacs, et par l'absence de pollens. La concentration en particules éoliennes est maximale, en relation avec l'extension de la calotte fenno-scandinave présente environ 500 km au nord de l'Eiffel.

Pour la fin du SIM 3 et le SIM 2, l'enregistrement très complet du Bergsee, dans le sud de la Forêt-Noire à hauteur de Freibourg, épais de 13 m, calé par quatorze datations radiocarbone et par le tuf du Lacher See (12,9 ka), donne une image un peu différente, plus méridionale et plus proche de notre zone d'étude (Duprat-Oualid et al. 2017). Le taux de sédimentation est élevé : 0,5 mm par an, entre 32 et 20 ka. Il est toutefois inférieur à 0,35 mm par an, avant 32 ka et après 20 ka. Trois palynozones ont été définies. La plus ancienne, entre 45 et 30 ka, relativement boisée (rarement inférieur à 20 %) représente un enregistrement classique pour la période (e. g. Sánchez Goñi et al. 2008 ; Fletcher et al. 2010 ; Helmens 2014), matérialisé par huit épisodes de développement du bouleau entre 44 et 30,9 ka. Le plus ancien dure 3 ka. Les suivants ont une durée millénaire. Aucun ne présente exactement la même dynamique forestière, ce qui n'est pas lié aux durées différentes des interstades. Les sept épisodes steppiques présentent quant à eux des spectres identiques, sauf à 37,7 ka quand *Artemisia* connaît son apogée. La seconde palynozone, entre 30 et 23,5 ka, correspond à un changement rapide de végétation, à une extension majeure de la steppe, à des baisses drastiques des effectifs de bouleaux et de pins et à une variabilité millénaire moindre. Elle correspond à la période la plus froide et la plus aride du profil. Le bouleau disparaît ainsi entre 30 et 26,5 ka et entre 26,5 et 24 ka. Le pin se maintient mieux, entre 5 et 12 % entre 28,3 et 25,2 ka, mais est inférieur à 5 % entre 30 et 28,3 et entre 25,2 et 23,5 ka. La troisième palynozone, entre 23,5 et 14,7 ka, présente des variations mineures. Les conditions restent stadiaires, mais la steppe change, avec l'extension d'*Helianthemum* au détriment d'*Artemisia*, et les effectifs du pin et du bouleau sont plus élevés et plus stables, ce qui suggère des conditions plus humides, plus favorables au développement de la végétation. A la fin de la période, entre 17 et 14,7 ka, le développement d'*Artemisia* témoigne du retour de conditions plus froides, avant le réchauffement tardiglaciaire. Au final, l'enregistrement du Bergsee est interprété comme une bonne réponse aux changements climatiques globaux, avec une évolution du couvert végétal classique pour le SIM 3 et une faible dépendance aux facteurs locaux tels que la calotte glaciaire schwardwaldienne. Son originalité réside dans le caractère relativement plus humide et plus clément de la seconde partie du SIM 2, entre 23,5 et 14,7 ka, alors que le maximum de froid et d'aridité se situe entre 30 et 23,5 ka, ce qui témoigne d'un fort gradient climato-environnemental nord-sud, avec des environnements plus cléments que dans l'Eiffel (Sirocko et al. 2016), 200 à 300 km plus au nord.

Pour le Tardiglaciaire et l'Holocène, les carbonatations biogéniques et les dépôts organiques des lacs hérités de l'extension weichselienne de la calotte glaciaire du Jura et du plateau suisse ont permis de reconstituer l'évolution du niveau d'eau et l'histoire de la végétation depuis 16 ka (Magny 2001 ; 2004 ; Cupillard et al. 2015). La répartition des différents enregistrements à des altitudes et dans des environnements variés permet d'apprécier l'évolution de la distribution régionale des différents écosystèmes. Malgré l'hétérogénéité des enregistrements, de grandes tendances régionales se dessinent. Ainsi, le réchauffement climatique rapide est responsable d'une hausse majeure des niveaux lacustres. Alors que le début du Tardiglaciaire est encore dominé par les paysages herbacés ouverts avec *Artemisia*, le réchauffement du Bølling est responsable de l'extension du genévrier et

du bouleau nain, dont la répartition varie en fonction de l'altitude. Après une courte extension des herbacées, l'Allerød est caractérisé par l'extension graduelle et continue du pin. L'abondance du genévrier et des espèces herbacées montre toutefois que le paysage est encore largement ouvert durant la première partie de la période. Le Dryas récent marque une rupture nette, avec une hausse majeure des espèces non arborées et un retour des valeurs faibles de genévrier. L'interglaciaire holocène est quant à lui ponctué de phases plus humides et plus fraîches connues grâce aux sédiments autour de 11 250-11 050, 10 300-10 000, 9550-9150, 8300-8050, 7550-7250, 6350-5900, 5650-5200, 4850-4800, 4150-3950, 3500-3100, 2750-2350, 1800-1700, 1300-1100, 750-650 cal. BP et après 1394 AD. Ces variations ont été mises en relation avec le forçage solaire et les détachements d'icebergs dans l'Atlantique Nord. La comparaison de ces enregistrements pourrait montrer qu'aux latitudes moyennes, entre 50 et 43° N, les phases globalement plus froides seraient plus humides, alors qu'au nord et au sud de l'Europe, elles sont plus sèches, ce qui est mis en relation avec la puissance des courants atmosphériques issus de l'Atlantique (Magny et al. 2003). Pourtant, si les remplissages lacustres obéissent aux variations climatiques au début de l'Holocène, ils documentent surtout l'action des sociétés sur la végétation et le drainage des bassins-versants (e.g.Rösch 1992 ; Gouriveau et al. 2020).

1.1.4. Les successions loessiques

Les loess sont des dépôts éoliens limoneux indépendants du substrat local (e.g. Antoine 2002 ; Antoine et al. 2003 ; Sprafke, Obreht 2016 ; Lehmkuhl et al. 2016). Ils forment les successions stratigraphiques continentales les plus répandues et les plus continues des périodes froides du Quaternaire (e. g. Antoine et al. 2003b ; Lehmkuhl et al. 2016). Situés en marge des calottes glaciaires, tout particulièrement dans l'hémisphère nord autour de 50° N (Fig. 3), ils se présentent sous plusieurs formes qui sont fonction de la distance des sources, des environnements de dépôts et de la présence de pièges sédimentaires (Antoine 2002) :

• les loess de « couverture » qui correspondent à un manteau continu d'épaisseur relativement constante avec des faciès très homogènes ;
• les loess des versants abrités (« sous le vent ») des vallées asymétriques, des dolines et des talus de terrasses alluviales ;
• les gredas, des rides de quelques centaines de mètres de large pour quelques kilomètres de long, orientés dans le sens des vents dominants et localisés à proximité de sources sédimentaires, en général de vastes plaines alluviales (Léger 1990 ; Antoine et al. 2009).

A contrario, les loess sont localement absents, comme par exemple au pied du massif de Harz occupé par des cônes alluviaux, et un certain relief semble nécessaire pour permettre leur dépôt et leur conservation, sinon ils sont sujets à la déflation (Lehmkuhl 2016). À côté de ces variations morphologiques, des gradients granulométriques et des signatures géochimiques ont été mis en évidence, ce qui a permis de définir de grands domaines loessiques et de réfléchir aux sources, localisées généralement dans les plateformes continentales exondées et les plaines alluviales (e.g. Lautridou 1985 ; Bosq et al. 2020 ; Lehmkuhl et al. 2021 ; Bertran et al. 2021).

Construire un modèle stratigraphique suprarégional à partir de corrélations de proche en proche de différentes successions stratigraphiques est un exercice difficile qui demande de bien distinguer les conditions particulières propres à chaque site des tendances plus globales, telles que l'aridification, le développement d'un pergélisol ou le passage à des conditions interglaciaires (Sommé 1977 ; Haesaerts 1985 ; Lautridou et al. 1985 ; Van Vliet-Lanoë 1986 ; Antoine et al. 2001 ; 2016 ; Lehmkuhl et al. 2016). À Nussloch par exemple, la position du site en sommet de plateau, en contrehaut de la confluence du Rhin et du Neckar, une importante source de sédiments au Pléistocène supérieur, explique l'accumulation loessique localement très épaisse. Le nettoyage d'une multitude de profils et de coupes continues a permis de révéler la structure de l'accumulation et d'implanter le profil synthétique, les échantillons et les datations dans la partie la plus bombée de l'accumulation, ce pour éviter les processus de versants localisés et pour bénéficier d'un enregistrement éolien optimal de valeur régional (Antoine et al. 2001 ; 2009). Au final, les courbes du contenu malacologique et des paramètres granulométriques présentent des évolutions parallèles à celles élaborées dans les glaces du pôle Nord, ce qui a permis d'établir des corrélations plus précises que celles autorisées par les datations par OSL et de proposer un enregistrement de référence d'échelle continentale (Moine et al. 2008 ; Antoine et al. 2009). La validité de l'enregistrement a depuis été confirmée grâce à la mise au point d'une méthode de datation à partir du radiocarbone des granules de lombrics (Moine et al. 2017a).

Sur la base de cette approche lithostratigraphique, de corrélations de proche en proche de plusieurs centaines de profils et de datations numériques, les successions loessiques ont ainsi fait l'objet de grandes synthèses chronostratigraphiques et paléoenvironnementales (Antoine et al. 2016 ; Haesaerts et al. 2016 ; Schirmer 2016). L'interglaciaire Eémien qui correspond au SIM 5.5, entre 128-110,3 ka est matérialisé par un horizon BT d'un luvisol tronqué, qui ressemble fortement au sol développé à la surface des loess depuis le Tardiglaciaire (Fig. 4). En Europe orientale, ce luvisol laisse place à un cambisol ou à un chernozem, interprété anciennement comme la conséquence de précipitations moindres (état de l›art dans Sprafke et al. 2013). Le Début-Glaciaire correspond au SIM 5.4 au SIM 5.1, qui s'étend du GS 25 au GI 19.2, entre 110,3 et 70,4 ka. Dans le nord de la France, il est particulièrement bien représenté à Saint-Sauflieu, Bettencourt-Saint-Ouen et Villiers Adam (Antoine et al. 1994 ; 1999 ; 2003a). Les caractères de terrain, les lames minces, les pollens, ainsi que les caractères sédimentologiques et géochimiques ont révélé deux complexes d'horizons humifères, forestiers à la base (SIM 5.4-5.1/GI 24-21, entre 108,2 et 77,7 avant le Présent) et steppiques au sommet (début glaciaire B, fin du SIM 5.1, de GI 20 à GI 19, de 76,4 à 69,4 ka). Le premier se caractérise par deux sols cumuliques organiques, le sol de Bettencourt et le sol de Saint-Sauflieu 1, qui présentent des traces d'illuviation d'argiles et de matières organiques (migration des particules fines dans la porosité du sol sous l'action de la circulation d'eau). Il témoigne d'un environnement encore très forestier et d'une importante couche de neige saisonnière. Après une phase d'hydromorphie de surface responsable de glosses et de nodules ferro-manganiques, puis d'une troncature du profil, marquée parfois par un cailloutis, il laisse place au second complexe. Celui-ci est matérialisé par plusieurs horizons, Saint-Sauflieu 2, 3a et 3b, des horizons gris organiques, très bioturbés, sans

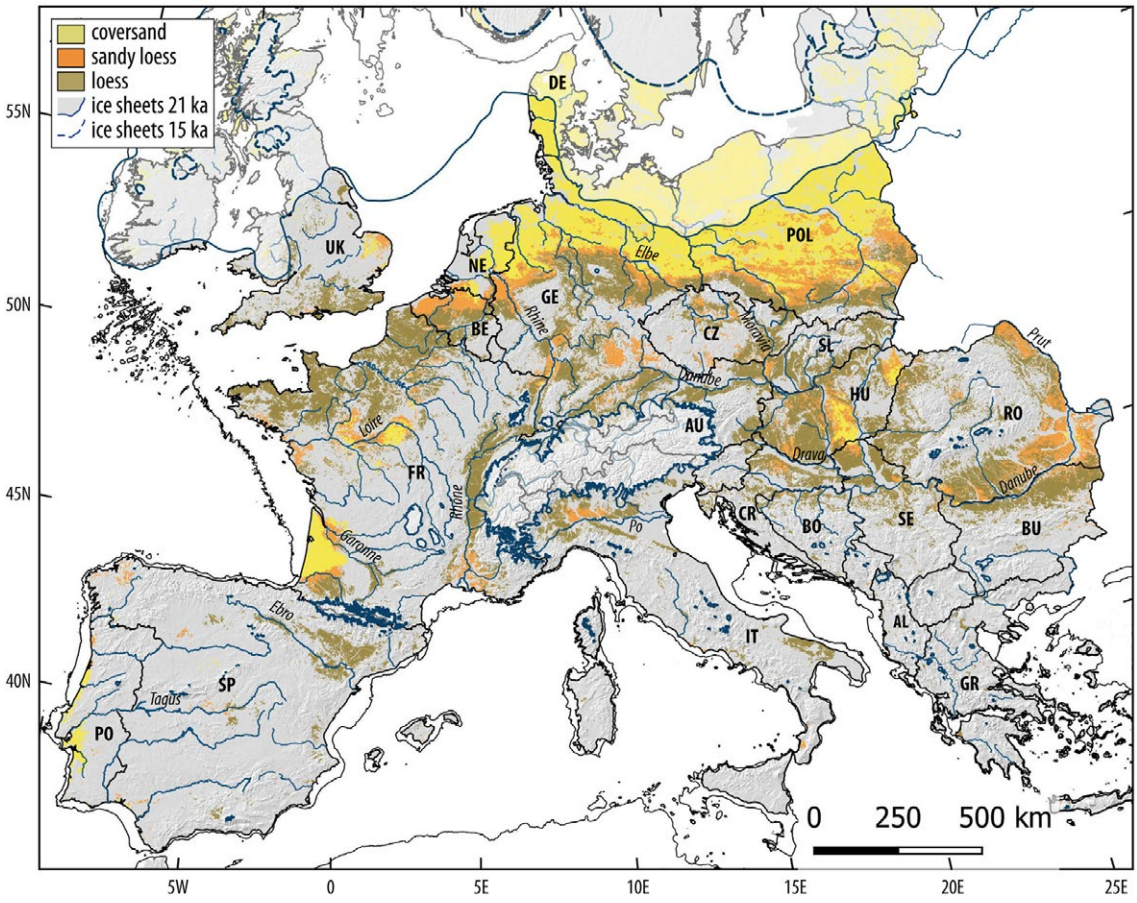


Fig. 3 : Carte des loess d'Europe à partir de la base de données LUCAS dédiée aux sols d'Europe, de prospections, de mesures granulométriques et de profils issus de l'archéologie préventive (extrait de Bertran et al. 2021). La calotte glaciaire à 21 ka a été dessinée à partir de Hughes et al. (2016) pour les portion britannique et fenno-scandinave et d'après Ehlers, Gibbard (2004) pour le reste de l'Europe. Celle à 15 ka a été dessinée d'après Clark et al. (2012) pour la Grande-Bretagne et d'après Stroeven et al. (2016) pour la Fenno-Scandinavie. AL : Albanie ; AU : Autriche ; BE : Belgique ; BO : Bosnie-Herzégovine ; BU : Bulgarie ; CR : Croatie ; CZ : République Tchèque ; DE : Danemark ; FR : France ; GE : Allemagne ; GR : Grèce ; HU : Hongrie ; IT : Italie ; NE : Pays-Bas ; PO : Portugal ; RO : Roumanie ; SE : Serbie ; SL : Slovaquie ; SP : Espagne ; UK : Royaume-Uni.

traces d'illuviation d'argiles et avec des pollens indicateurs de la steppe (Fig. 5). Il est le résultat d'une aridification du climat (Antoine et al. 1994). En Europe Centrale, comme par exemple à Dolní-Věstonice, ces deux complexes humifères et steppiques présentent des caractères plus continentaux et les sols forestiers laissent place à des chernozems séparés les uns des autres par de fines couches de loess (« Marker silt layers », Antoine et al. 2013). Quoiqu'il en soit, ces dépôts très sombres et organiques constituent d'excellents marqueurs chronostratigraphiques. Ils sont toutefois difficiles à dater précisément du fait de la bioturbation et des fissures de dessiccation responsables de la descente de sédiments plus jeunes, mais aussi des limites inhérentes à la datation par OSL, principalement la saturation du quartz, la perte d'électrons piégés au cours de l'enfouissement par les feldspaths (« anomalous fading) et les importantes barres d'erreur liées à la méthode (Antoine et al. 2016). En outre, ils sont bien souvent remaniés lors d'épisodes érosifs, notamment lors de la transition du Weichselien ancien avec le Pléniglaciaire inférieur (SIM 5a-4).

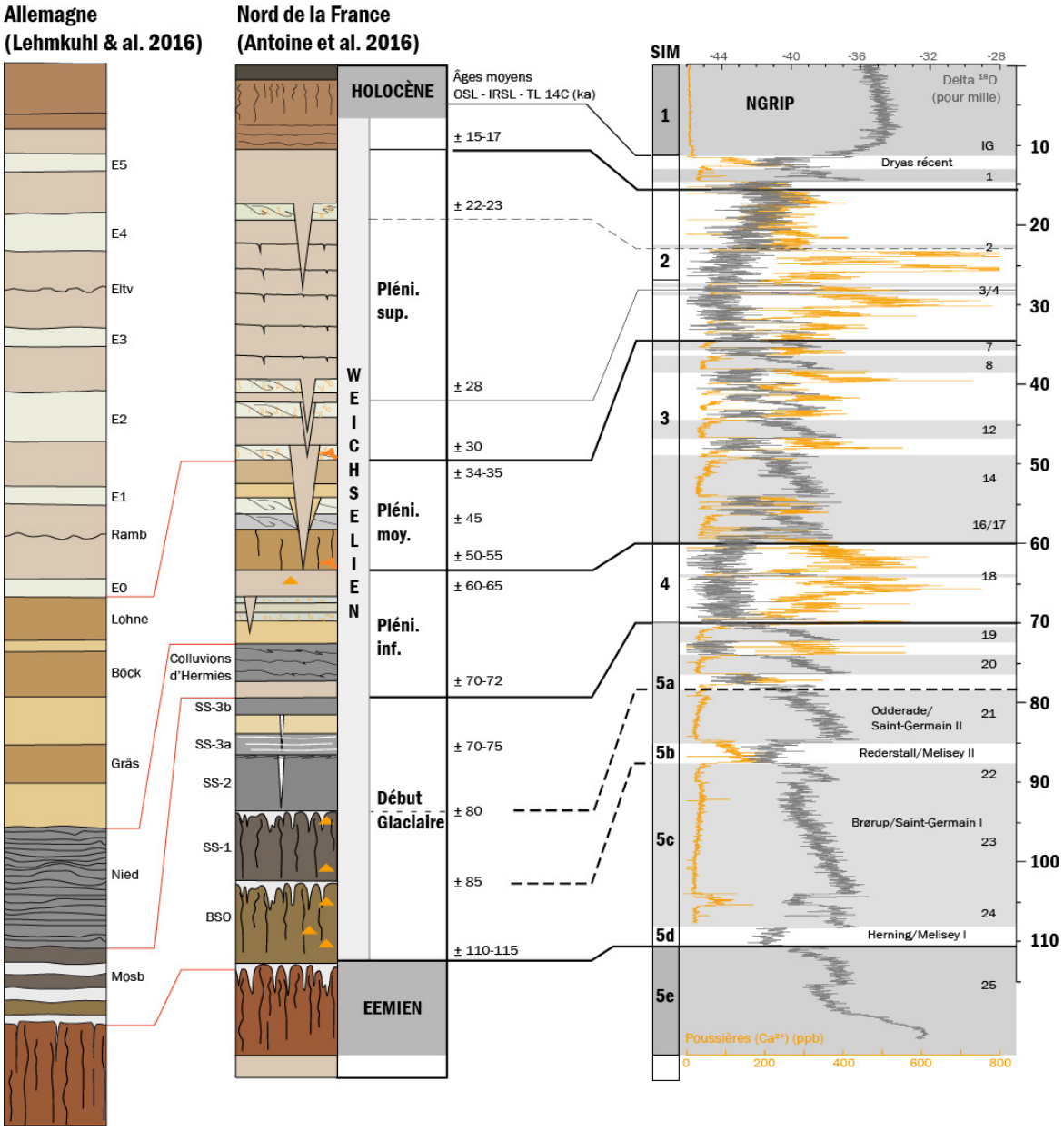


Fig. 4 : Profils synthétiques des loess weichselien du nord de la France et d'Allemagne et corrélations avec les courbes de NGRIP dans les glaces du Groenland (d'après Antoine et al. 2016 et Lehmkuhl et al. 2016). BSO : sol de Bettencourt-Saint-Ouen, Albanie ; SS : sols de Saint-Sauflieu ; Mosb : zone de Mosbach ; Nied : zone de Niedereschbach ; Gräs : sol de Gräselberg ; Böck : sol de Böcking ; Lohne : sol de Lohne ; E : gleys de toundra ; Ramb : tephra de Rambach ; Eltv : tephra d'Eltville.

Le Pléniglaciaire inférieur démarre autour de 70 000 ans avant le Présent par un premier dépôt de loess, rarement conservé. Il se poursuit par une érosion importante des séquences sous-jacentes, responsable localement de dépôts de colluvions épais de 2 à 3 m, comme par exemple à Villiers-Adam (Val-d'Oise) ou à Hermies (Pas-de-Calais). Cette séquence est constituée de dépôts lités discontinus qui remanient le complexe humifère sous-jacent (nodules de sols soliflués). Elles sont perturbées par des figures de cryoturbations et des fentes de gel. Elles sont difficiles à dater précisément (Antoine et al. 2016). Des niveaux similaires ont été mis en évidence en Belgique, les colluvions d'Hermignies (Haesaerts et al. 2016) et en Allemagne, zone de Niederschbach (Schirmer 2016). À Havrincourt, ces niveaux sont coiffés par un sol brun décarbonaté développé sur des limons loessiques (Antoine et al. 2014). Il semble contemporain de l'interstade 18, autour de 64 ka. Il est équivalent au sol de Malplaquet décrit en Belgique (Antoine et al. 2016 ; Haesaerts et al. 2016). Il pourrait également être représenté à Nussloch (Antoine et al. 2001). Il est coiffé par un gley de toundra et des lœss calcaires (Antoine et al. 2016). À Nussloch, ces loess laissent place à des sables éoliens lités qui forment des petites dunes (Antoine et al. 2001).

Le Pléniglaciaire moyen, environ entre 59 et 33 ka, se traduit généralement par un horizon unique polyphasé brun orangé lié à des épisodes de pédogénèse en contexte boréal et arctique (Complexe de Saint-Acheul). À Villiers-Adam, la forte dilatation de cette période a permis de mettre en évidence au moins cinq horizons successifs : un sol brun boréal, un sol humifère de type prairie arctique, un gley de toundra, des limons sableux



Fig. 5 : Vue de la séquence de Saint-Saufflieu. La mire mesure 4 m (photographie : Pierre Antoine).

lités et un sol brun (Antoine et al. 2003a). À Nussloch, la période est très bien exprimée par un complexe de Paléosols épais de 5 m. Elle débute avec un sol brun boréal développé sur les sables limoneux éoliens de la fin du Pléniglaciaire inférieur. Il est recouvert par des sables limoneux éoliens (unité 13) à partir desquels se développe un second sol brun boréal. Ces deux sols sont actuellement considérés comme équivalent au sol de Gräselberg et ont été corrélés grâce à des datations radiocarbone avec les interstades 14 et 12, respectivement entre 54 et 49,5 ka et entre 47 et 44,5 ka (Moine et al. 2017a). Ils sont suivis par une phase d'érosion intense liée à la dégradation du pergélisol (formation d'un thermokarst) et par le dépôt d'unités de loess carbonatés interstratifiés avec des gleys de toundra (unités 16 à 19). Le complexe est coiffé par un sol brun arctique, le sol de Lohne (unité 20), corrélé avec les interstades 8 et 7c, entre 38 et 35 ka (Moine et al. 2017a).

À Nussloch, le Pléniglaciaire supérieur, dont l'épaisseur peut atteindre 12 m, se caractérise par un taux de sédimentation loessique environ quatre fois plus élevé que durant le Pléniglaciaire moyen et se situe autour de 1 mm/an. Il est composé de trois parties (Antoine et al. 2009). À la base, une alternance d'unités de loess calcaire de faible épaisseur et de gleys de toundra (G1 et G2, unités 21 à 23) a été datée au radiocarbone entre 34 et 30 cal BP (Moine et al. 2017a). La partie médiane est matérialisée par un complexe de loess lités au sein duquel deux gleys de toundra sont interstratifiés (G3 : unité 26 ; G4 : unité 28). Vers son sommet, un tuf volcanique, le tuf d'Eltville, a été mis en évidence (Antoine et al. 2009). Il constitue un excellent niveau repère qui permet de corréler les séquences loessiques de la Moyenne et Basse Vallée du Rhin. La somme des âges OSL qui l'encadrent permet de placer son dépôt autour de 24 ka (Zens et al. 2017). Un dernier gley (G7 : unité 35), corrélé à l'horizon à « Langues de Nagelbeek », dernier horizon repère de la séquence weichselienne à l'échelle ouest-européenne (Antoine et al. 2009), termine cet ensemble. La partie supérieure est quant à elle caractérisée par des loess homogènes dans lesquels ne sont interstratifiés que de petits horizons faiblement gleyifiés liés à des oscillations climatiques de faible amplitude (Moine et al. 2017a).

En résumé, tous les sols de Nussloch du Pléniglaciaire supérieur ont fait l'objet de datations radiocarbone sur granules, ce qui a permis de montrer que chaque interstade était représenté par un paléosol (Moine et al. 2017b). Six paléosols ont ainsi été mis en évidence :

- G1b = GIS6a ≈ 33,3-33,7 ka
- G2a = GIS5.2 ≈ 32-32,5 ka
- G2b = GIS5.1 ≈ 30,5-31 ka
- G3 = GIS4 ≈ 28,5-29 ka
- G4 = GIS3 ≈ 27,5-27,9 ka
- G7 = GIS2.2 ≈ 23,5ka

En outre, huit sols moins épais et avec des traits d'oxydoréductions plus diffus, qui correspondent à des baisses mineures des poussières dans la glace du pôle ont été mis en évidence entre 27 et 21 ka. Leurs durées de formation sont trop courtes pour que les barres d'erreur des enregistrements glaciaires et des datations radiocarbone permettent de proposer des intervalles, mais la périodicité suivante peut être proposée :

- IG5a ≈ 27 ka
- IG5b ≈ 26 ka
- IG6a ≈ 25 ka
- IG6b ≈ 24 ka
- IG8a ≈ 23 ka
- IGBb ≈ 22 ka
- IG9a ≈ 21 ka
- IG9b ≈ 20,5 ka

Cette variabilité temporelle du Pléniglaciaire supérieur est doublée par une variabilité spatiale, avec deux domaines biogéomalacologiques (Moine 2008 ; 2014). Le premier, au nord de la France, est homogène, avec une malacofaune pauvre, inféodée à un pergélisol riche en glace responsable d'un engorgement saisonnier important au printemps et à l'été, freinant le développement de la végétation. Le second, dans la vallée du Rhin et en Allemagne, est plus hétérogène, avec une malacofaune plus riche, un pergélisol pauvre en glace et une végétation plus riche. Cette variabilité environnementale paraît contrôler les dynamiques de peuplement des sociétés humaines au Paléolithique supérieur ancien (Moine 2014). Elle peut également être mise en évidence

à partir des bilans sédimentaires (Bosq et al. 2020a). Ainsi, à Nussloch et dans le nord de la France, les âges les plus récents obtenus au sommet de la coupe, vers 1,5 m de profondeur, se situent autour de 20 ka (Antoine et al. 2009 ; 2016). Dans la vallée du Rhône, des âges plus récents ont été obtenus, de 18 à 17 ka (Bosq et al. 2020a). Le premier cas de figure est traditionnellement interprété comme la conséquence de l'érosion tardiglaciaire et holocène (Antoine et al. 2009). Mais ces différences posent également la question de la contemporanéité stricte des grandes phases de dépôts des loess du Pléniglaciaire supérieur à l'échelle européenne (Bosq et al. 2020a).

En résumé, le référentiel chronostratigraphique suivant peut être retenu pour la dernière période glaciaire (Antoine et al. 2016) :

• l'interglaciaire eemien correspond au SIM 5.5, environ de 128 à 110.3 ka, et est matérialisé par un horizon Bt de luvisol ;
• le Début Glaciaire correspond aux SIM 5.4 à 5.1, du stade du Groenland (GS) 25 à l'interstade (GI) 19.2, soit de 110,3 à 70,4 ka, et est représenté par des horizons humifères brun gris sombre ;
• le Weichselien inférieur correspond au SIM 4, du GS 19.1 au GS 18, soit de 70,4 à 59,4 ka et est représenté par des colluvions, parfois par un sol brun boréal ou arctique et des loess ou des sables éoliens ;
• le Weichselien moyen correspond plus ou moins au SIM 3, du GI 17.2 au GI 7, soit de 59,4 à 34,8 ka et est représenté par un horizon brun orangé polyphasé ou par un complexe de sols bruns boréaux, un gley et un sol brun arctique ;
• le Weichselien supérieur correspond plus ou moins à la fin du SIM 3 et au SIM 2, du GS 7 au GS 2.1.a, soit environ entre 34,8 et 14,7 ka et est représenté par une succession de gleys de toundra et de loess lités coiffés par un loess massif.

1.1.5. Terrasses et nappes alluviales

Si la répartition des successions loessiques est dépendante du relief et de la position par rapport aux sources sédimentaires, celle des alluvions est plus complexe. L'incision des vallées et la formation des terrasses alluviales sont contrôlées par la variation du niveau de base, la variation des débits et de la production sédimentaire et par le soulèvement tectonique. Leur part respective varie en fonction de l'échelle spatiale et chronologique étudiée (e.g. Bridgland 2000 ; Weisrock 2002 ; Bridgland et al. 2009).

Les terrasses d'Europe du Nord-Ouest ont été particulièrement bien documentées, grâce aux nombreuses carrières d'extraction de graviers creusées dès le XIXe siècle. Leurs relations avec les alternances glaciaires et interglaciaires sont établies à partir du contenu biologique, restes de grande faune et coquilles de mollusques, des alluvions fines et de la couverture loessique. Ainsi, dans les vallées de la Somme et de l'Yonne, chaque terrasse est inscrite dans une entaille dans le substrat tertiaire ou secondaire, ce qui est mis en relation avec un soulèvement lent et constant du Bassin parisien (Chaussé 2003 ; Antoine et al. 2007). D'épaisseur constante, autour de 6 m, elles sont composées de dépôts grossiers recouverts par des couches de dépôts fins. Chacune semble témoigner de la réponse de la rivière à un cycle complet glaciaire/interglaciaire. Dans l'Yonne et dans la moyenne-vallée de la Seine, le système peut être plus complexe et enregistrer des cycles stadiaires. L'incision principale se situe en contexte de début glaciaire, comme à Caours dans la Somme où elle intervient au début du Weichselien, entre 110 000 et 70 000 ans avant le présent. La position de l'incision principale au cours des cycles glaciaires-interglaciaires varie cependant d'une vallée à l'autre, comme par exemple dans la Tamise où les dépôts interglaciaires se situent à la base des terrasses alluviales, ce qui s'explique par les propriétés lithologiques et crustales propres à chaque bassin-versant (Bridgland et al. 2009). Les domaines subsidents sont quant à eux caractérisés par des nappes alluviales superposées (Peters, van Balen 2007a ; 2007b). Les terrasses attribuées jusqu'à présent à des séismes sont localisées exclusivement dans les régions situées aux contacts de plaques (Bridgland et al. 2009).

À l'échelle du dernier cycle glaciaire, les changements climatiques et environnementaux rythment la morphogénèse des grands cours d'eau, marquée par plusieurs phases d'incision mises en relation avec de courtes périodes d'instabilité lors des changements climatiques (Vandenberghe, 1995). La compilation d'enregistrements alluviaux des moyennes latitudes européennes (Mol et al. 2000) montre que les dépôts du Début Glaciaire weichselien sont très rares, matérialisés notamment par des tourbes dans la vallée de la Flemish en

Hollande, le plus souvent balayés par l'incision et les barres de chenaux des lits en tresses développés durant le Pléniglaciaire inférieur, au SIM 4. Le Weichselien moyen est en revanche fréquemment représenté par des alluvions fines, des tourbes et des chenaux sableux interprétés comme des dépôts de rivières anastomosées. Le Weichselien supérieur démarre quant à lui par une incision et la mise en place de lits en tresse, avant une baisse de l'activité fluviale et l'encombrement des vallées alluviales par des dépôts éoliens. Ces variations et la spécificité des dépôts du Weichselien moyen, qui se distinguent aussi bien des tresses des périodes froides des SIM 4 et 2 que des méandres du Tardiglaciaire et de l'Holocène, sont mises en relation avec l'état du pergélisol et la végétation dans les plaines alluviales (Mol et al. 2000). Si une terrasse du Weichselien moyen a été mise en évidence dans la vallée de la Loire (Castanet 2008), dans les bassins de la Seine et de la Somme, les alluvions weichseliennes sont généralement représentées par des nappes de graviers massifs. Seuls les sites de Saint-Sauveur (Somme) et de Gron (Yonne) ont permis respectivement d'étudier des alluvions fines du Début Glaciaire weichselien et du Pléniglaciaire moyen (Antoine et al. 1995 ; 2007 ; Chaussé 2003 ; Lhomme et al. 2007).

Les vallées du bassin de Paris, Marne, Seine, Oise, Crould et Beuveronne sont bien calibrées dans de larges méandres inscrits dans les plateaux tertiaires. Leurs versants sont marqués par des terrasses étagées couvertes de loess. Cette configuration géomorphologique relativement simple explique que leur évolution tardiglaciaire et holocène soit principalement contrôlée par les évolutions climatiques (Pastre et al. 2014), ce qui en fait de bonnes séquences de référence. La phase de transition entre les conditions pléniglaciaires et le réchauffement du Bølling constitue une des seules zones d'ombre, faute de matériel organique à dater. La première partie du Bølling est marquée par une incision majeure des cours d'eau. Les remplissages organiques les plus anciens sont datés autour de 12 500 BP (non calibré) alors que le développement de la couverture végétale n'est notable qu'un ou deux siècles plus tard. Ces milieux peuvent être caractérisés de « steppiques sous conditions climatiques tempérées » et sont sans analogue actuel (Limondin-Lozouet et al. 2006). Durant la seconde partie du Bølling, les limons de débordement sur les berges du site magdalénien de Verberie et les apports beaucoup plus importants à Pincevent sont des illustrations de la poursuite de flux sédimentaires, sans qu'il soit possible de préciser la part de la persistance de l'ouverture des paysages (contribution des versants) ni la possibilité de réajustements fluviaux significatifs (érosion régressive, Pastre et al. 2002). L'Allerød, autour de 12 000 BP (non calibré), est caractérisé dans le nord de la France par un petit sol alluvial repère. Dans la vallée de l'Oise, il passe en continuité dans le lit mineur à des limons-argileux légèrement organiques. Ces dépôts indiquent un transit alluvial faible, mis en relation avec le rôle stabilisateur joué par la végétation (Pastre et al., 2002). Au Dryas récent, de 11 000 à 10 000 BP (non calibré), « les fonds de vallée du BP enregistrent une des réponses les plus nettes d'Europe du Nord » et les paléochenaux hérités du Bølling sont fossilisés par d'importants volumes de limons argileux (jusqu'à 4m dans les zones les plus basses, Pastre et al., 2002).

Dans le bassin de Paris, le début de l'Holocène est marqué par une incision importante et rapide qui rappelle celle du Bølling et qui correspond à une chute radicale des transits sédimentaires. Vers 9000 ans avant notre ère (9600 BP non calibré), « les lits mineurs des grandes vallées atteignent presque partout leur niveau de creusement maximal, recoupant les graves weichseliennes, et atteignant fréquemment le substrat tertiaire ou secondaire. Les lits évasés, deux à trois fois plus larges que les lits actuels connaissent un abaissement important du plan d'eau » (Pastre et al., 2002). Cette phase majeure dans la mise en place des formes des lits mineurs (berges, chenaux...) est suivie durant la première partie de l'Holocène par des dépôts essentiellement organiques, témoins de la stabilité des bassins-versants. Seules la deuxième partie du Préboréal (environ après 8900 avant notre ère) et la transition Boréal-Atlantique (autour de 6900 avant notre ère) sont marquées par des épisodes de sédimentation détritique vraisemblablement liés à des réajustements hydrographiques (érosion régressive) et aux oscillations plus humides qui touchent une grande partie de l'Europe du Nord (Pastre et al. 2002). Au Subboréal (autour de 3450 avant notre ère, ce qui correspond au Néolithique récent/final) intervient un changement majeur du système érosif matérialisé par un engorgement massif des fonds de vallées par des limons (Pastre et al. 1997 ; 2002). Cette deuxième partie de l'Holocène se caractérise en outre par de fortes variabilités des enregistrements mises en relation avec les aménagements anthropiques dans les parcelles agricoles et les fonds de vallées (Orth 2005 ; Pastre et al. 2006).

1.1.6. Les dépôts de pente

En Europe occidentale les études des dépôts de pente pléistocènes se sont concentrées sur la couverture loessique et les dépôts glaciaires. Au contraire du Massif central ou du sud de la France (e.g. Van Vliet-Lanoë, Valadas 1983 ; Bertran 1989) les dépôts purement gravitaires n'ont pas fait l'objet de travaux spécifiques. Dans le Bassin parisien, les dépôts de pente holocènes ont été approchés de façon indirecte, à partir des dépôts des vallées alluviales (e.g. Pastre et al. 2014). Pour avoir une information plus locale, plus proche des sites archéologiques, les remblaiements de quatre vallons secs drainant de petits bassins-versants loessiques du nord-ouest de l'Île-de-France ont été compilés (Fig. 6). Comme dans les grandes vallées alluviales, leur remplissage est bipartite, constitué d'un luvisol recouvert par des colluvions à dominante minérale beige, entrecoupées parfois d'horizons brunifiés d'une quarantaine de centimètres d'épaisseur. Relativement dilaté, jusqu'à 80 cm d'épaisseur, l'horizon organique des luvisols présente des traces d'anthropisation néolithique (charbons, fragments de céramiques, traces de rubéfaction). D'après la position des vestiges archéologiques et des datations radiocarbone, le dépôt massif de colluvions est toutefois toujours contemporain ou postérieur à la seconde partie du premier millénaire avant notre ère, ce qui correspond à l'âge du Fer. Des tendances similaires ont été mises en évidence notamment en Lorraine (Gebhardt et al. 2014) et dans la plaine de la Limagne (Mayoral et al. 2020).

En Allemagne, les dépôts de pente weichseliens ont été peu étudiés (e.g. Nyssen et al. 2016). En revanche, plusieurs centaines de séquences de versant holocènes ont été datées, compilées et comparées aux séquences alluviales (e. g. Dreibrodt et al. 2010 ; Dotterweich et al. 2013 ; Henkner et al. 2017 ; Kappler et al. 2018). Quelques très rares dépôts de pente du début de l'Holocène, avant l'introduction de l'agriculture, ont été mis en évidence dans des zones à fortes pentes en contexte sableux et sont liés à des configurations topographiques et géomorphologiques particulières. Des dépôts de colluvions ont également été notés tout au long du Néolithique. Leur nombre croît régulièrement durant la période, mais ne devient important qu'au cours du IIIe millénaire avant notre ère et au début de l'âge du Bronze. Au cours du IIe et dans le premier quart du 1er millénaire avant notre ère, le nombre de dépôts de colluvions baisse significativement et retrouve l'ampleur

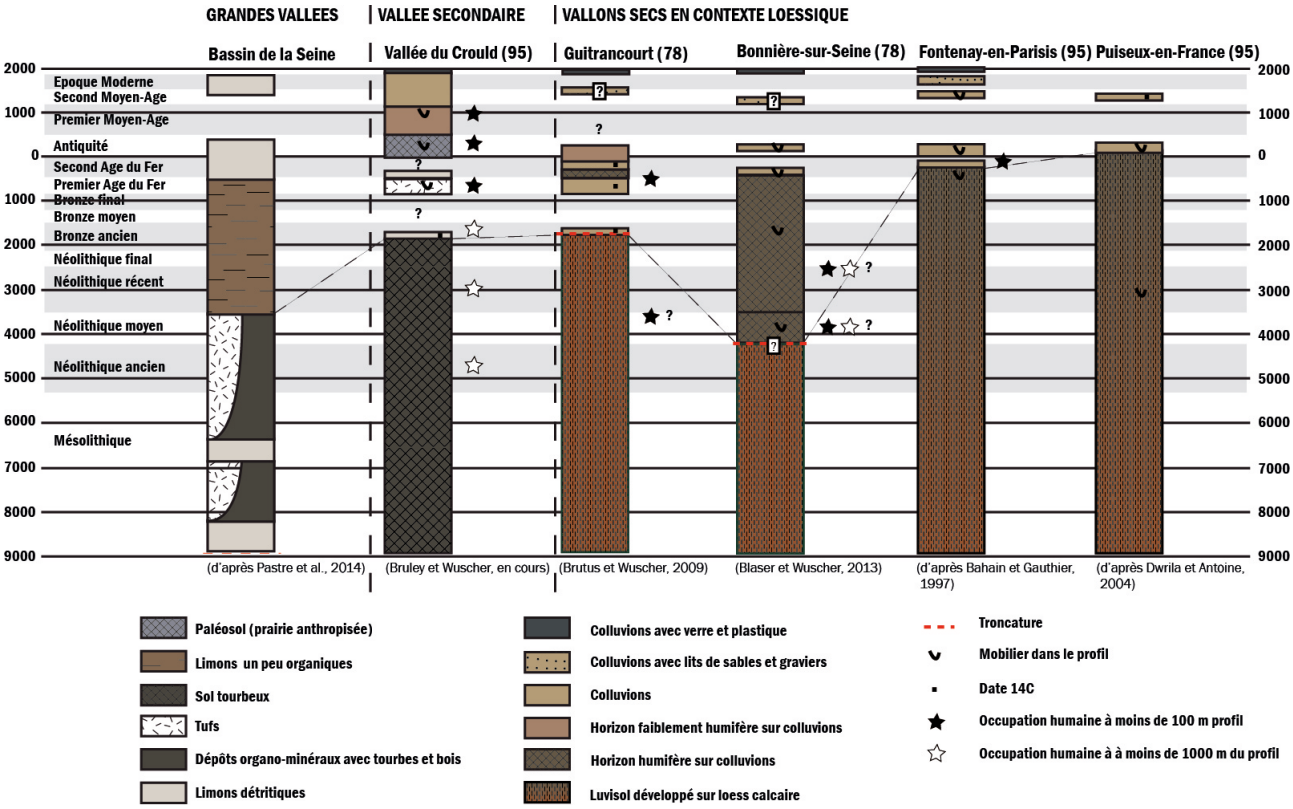


Fig. 6 : Comparaisons des dépôts de colluvions de vallons-secs en contexte loessique avec le profil sédimentaire synthétique du bassin de la Seine et avec le profil synthétique d'une séquence de la vallée du Crould, affluent de la Seine drainant la moitié occidentale de la Plaine de France (Île-de-France, d'après Wuscher et al. 2020).

du Néolithique, avant de croître rapidement et d'atteindre un premier maximum qui s'étend jusqu'à la fin de la période romaine, autour du IIIe siècle de notre ère. L'érosion reprend au cours du dernier millénaire et les occurrences de colluvions, ainsi que les taux d'érosion estimés, sont de deux à dix fois supérieures aux valeurs des périodes plus anciennes. Durant l'Antiquité et le haut Moyen Âge, les régions allemandes connaissent des trajectoires différentes, au contraire de la fin du Moyen Âge et de l'époque moderne, où elles sont identiques (Dreibrodt et al. 2010). Enfin, la forte activité hydrosédimentaire des grands fleuves durant l'âge du Bronze est soulignée, notamment dans la vallée du Rhin, alors qu'elle n'est pas visible dans les dépôts de pente (Dreibrodt et al. 2010). Ce décalage temporel des enregistrements dans les différents compartiments des bassins-versants peut s'expliquer par leur connectivité d'abord faible, empêchant le transit des sédiments de l'amont vers l'aval (Houben et al. 2013).

1.1.7. Synthèse et enjeux scientifiques

Pour élaborer un modèle pédosédimentaire et géomorphologique de la plaine d'Alsace depuis 130 000 ans, il est donc possible s'appuyer sur un cadre chronoclimatique solide et les principales expressions des SIM ont été identifiées dans les différents environnements sédimentaires d'Europe occidentale. Les travaux menés en milieu continental témoignent cependant d'une grande variabilité spatiale des enregistrements. Surtout, ils ont été menés principalement dans des contextes géomorphologiques relativement simples peu affectés par la tectonique, d'où l'intérêt de s'intéresser au Fossé rhénan, un graben formé à partir du Cénozoïque et bordé de massifs montagneux.

1.2. Présentation de la zone d'étude

1.2.1. Formes du relief et caractères climatiques

Des Alpes jusqu'à Bâle, le Rhin s'écoule de l'est vers l'ouest dans une vallée large de 2 à 3 km. À partir de Bâle, il entre dans le Fossé rhénan et emprunte une vallée de 6 à 8 km de large avec une orientation sud-nord (Fig. 7). Celle-ci est délimitée à l'est et à l'ouest par des terrasses étagées bordant les collines situées dans la continuité des massifs de la Forêt-Noire et des Vosges. À l'ouest, ces collines sont étendues et forment le Sundgau. À partir de Mulhouse, les limites du Fossé rhénan avec les massifs des Vosges et de la Forêt Noire qui le délimitent à l'est et à l'ouest sont très abruptes, caractérisées par un dénivelé qui peut dépasser 1000 m. La plaine s'élargit ici considérablement et s'étend sur près 30 km de large. A hauteur de Colmar et de Freiburg, elle est barrée en rive droite par le Massif du Kaiserstuhl (557 m), d'un diamètre d'environ 8 km. De 20 km ici, la largeur de la plaine atteint 27 km à hauteur de Sélestat. À partir de Sélestat, se développe une vaste zone de piedmont, de près de 30 km de large à hauteur de Strasbourg. Elle peut être subdivisée en deux sous-ensembles. À l'ouest, un secteur très vallonné, le Champ de Fractures de Saverne. À l'est, une zone de plateaux incisée par les rivières vosgiennes, le Kochersberg, les collines de Brumath et l'Outre-Forêt. La largeur du Fossé rhénan s'élargit à hauteur de Worms et s'étend sur 24 km. Vers l'aval, elle rétrécit progressivement jusqu'à Francfort, où sa largeur n'excède plus 20 km. À l'est, la terminaison nord du Fossé rhénan prend la forme d'un éventail de 30 km de rayon drainé par la Main. Vers l'ouest, elle laisse place à un sillon large de 6 km, à partir de Mainz, dans lequel s'écoule le Rhin avant de quitter le fossé dans une gorge étroite d'à peine plus de 1 km de large.

La plaine elle-même est occupée entre Bâle et Mulhouse par trois terrasses d'une hauteur cumulée d'une quinzaine de mètres (Fig. 8). Le lit majeur actuel est large ici de moins de 2 km. De Mulhouse au Kaiserstuhl, elle garde le même gabarit et est inscrite dans un vaste cône alluvial, la Hardt, dont la terminaison nord se situe entre Colmar et Sélestat. Au pied du cône s'étend une zone humide, le Grand Ried d'Alsace. Du Kaiserstuhl à Francfort, une terrasse domine la plaine de près de 3 m et occupe la moitié orientale du Fossé rhénan. Une terrasse d'extension moindre, la terrasse d'Erstein, occupe la même position en rive gauche, de Sélestat à Strasbourg. Jusqu'à hauteur de Colmar, le Rhin s'écoule à l'est du Fossé et longe la basse-terrasse, avant d'occuper son centre jusqu'à Mannheim où il prend une orientation SE-NO en aval de sa confluence avec le Neckar. En rive droite, il reçoit les eaux de l'Elz à hauteur de Sélestat, de la Kinzig à hauteur de Strasbourg, de la Murg à hauteur de Baden-Baden et du Neckar, son affluent majeur à hauteur de Heidelberg et Mannheim. Avant leur confluence leurs tracés présentent un angle de 45°avec le cours du Rhin. L'Ill, son principal affluent en rive

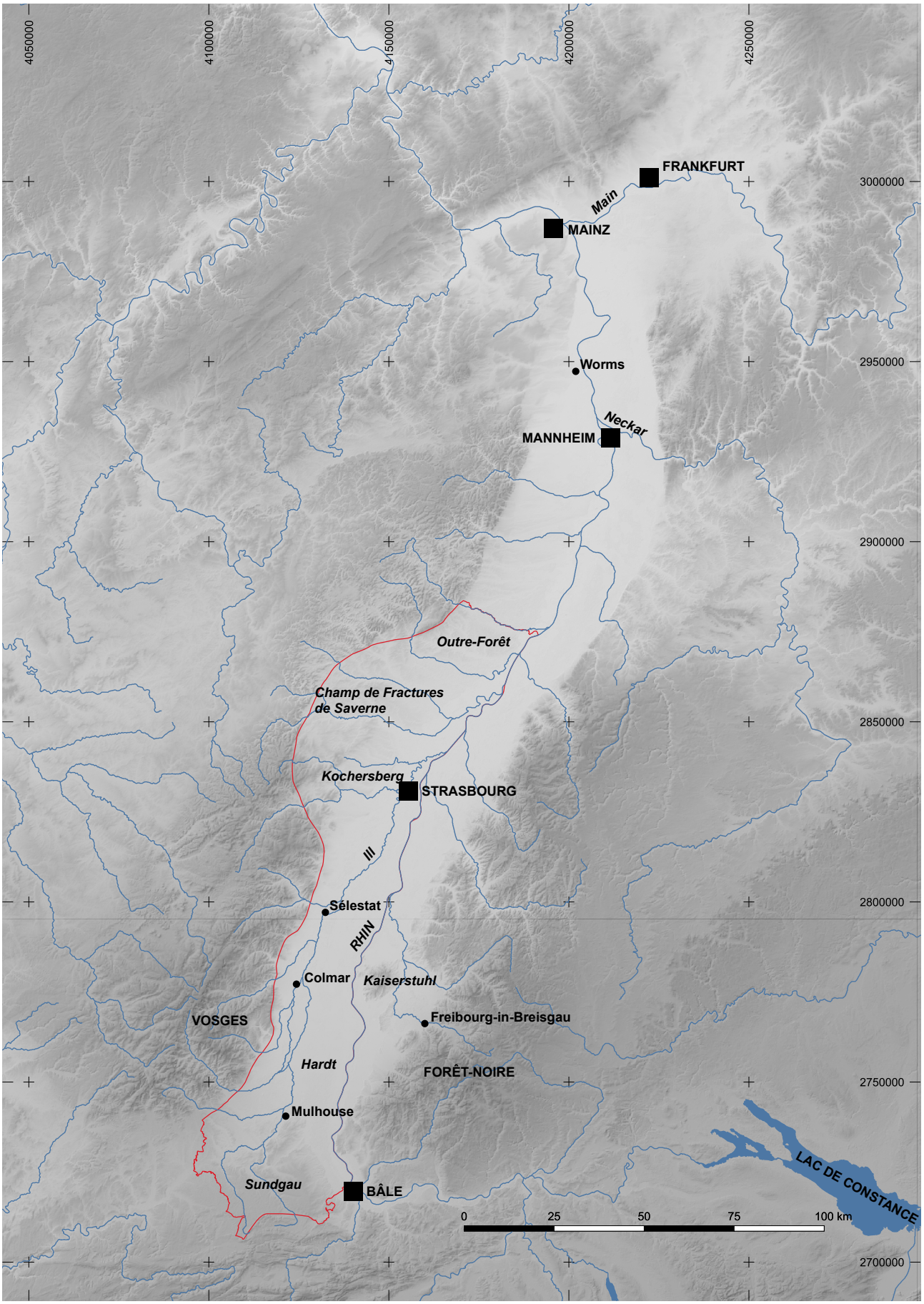


Fig. 7 : Modèle numérique de terrain (ASTER) du Fossé rhénan et localisation du périmètre de la thèse (en rouge).

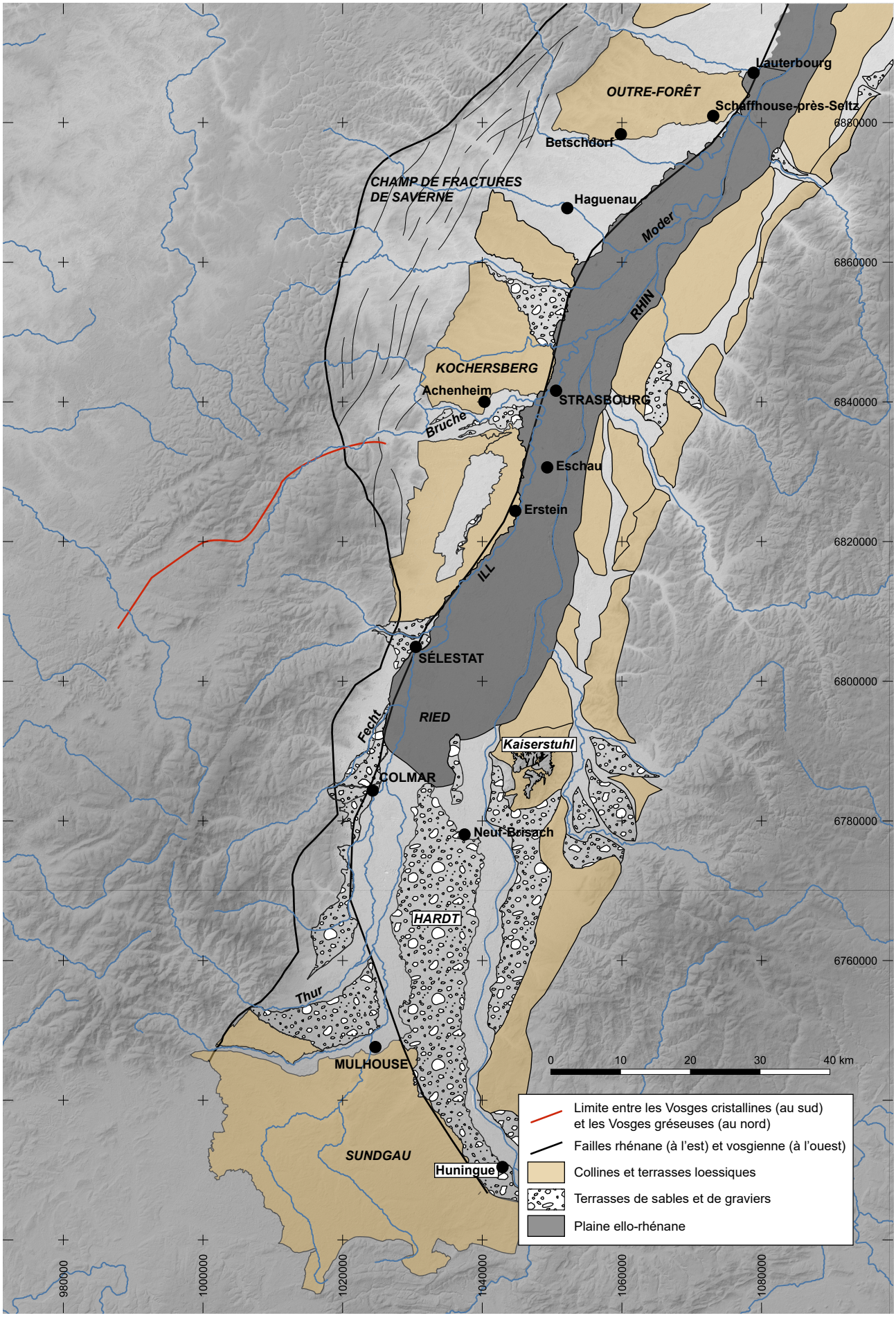


Fig. 8 : Principaux ensembles morphosédimentaires dans le périmètre de la thèse (d'après BD Charm/BRGM et https://www.lgrb-bw.de/geologie).

gauche, le suit sur plus de 100 km et reçoit la majorité des affluents vosgiens, Thur, Fecht et Bruche, avant de confluer au nord de Strasbourg. Plus au nord, au sud de Baden-Baden, avant sa confluence, la Moder emprunte de même un tracé parallèle, mais sur une longueur bien moindre, environ 5 km.

Le climat européen actuel est caractérisé par une large pénétration des flux atlantiques quelle que soit la saison et le climat ne devient franchement continental qu'à partir de l'est de la Pologne, mais le relief conditionne largement son expression locale (Planchon 1991 ; Viers et Vigneau 1997). Ainsi, si la hauteur des précipitations annuelles à Strasbourg, 657 mm, est comparable à celle d'Amiens, 634 mm, la répartition des pluies est fort différente (climate-data.org, Fig. 9). En Alsace, l'hiver est ainsi caractérisé par les minimas de précipitations, alors que le début et la fin de l'été sont marqués par des orages. Cette distribution est contrôlée par les Vosges qui constitue une puissante barrière orographique, avec un effet d'abri unique en France et un encaissement important du Fossé rhénan (Paul 1983 ; Sell et al. 1998 ; Planchon, Endlicher 2014). À Strasbourg, janvier ressort comme le mois le plus froid, 0,9°C de moyenne mensuelle, et juillet, le plus chaud, 19,2°C de moyenne mensuelle (climate-data.org), ces valeurs moyennes masquant une grande variabilité journalière (Paul 1983 ; Sell 1998). Le rôle joué par la morphologie des Vosges et du Fossé ressort également dans les directions et l'intensité des vents (Fig. 10). Ainsi, à hauteur de Strasbourg, les vents dominants sont de secteur sud et de secteur nord et sont donc parallèles au Fossé rhénan. Les vents du Sud sont légèrement prédominants. Leur intensité est généralement faible, mais peut être ponctuellement violente durant les mois d'hiver (Paul 1983 ; Sell 1998).

La plaine rhénane renferme une des plus grandes nappes phréatiques d'Europe. Elle est principalement alimentée par le Rhin et par l'Ill dans laquelle convergent les principaux cours d'eau vosgiens au sud de Strasbourg. Le Rhin draine un bassin-versant de près de 100 000 km^2. Il est caractérisé par un régime alpin, avec de hautes eaux en été et de basses eaux en hiver. Il est parfois marqué par des crues subites au printemps, en automne et en hiver liées à l'influence du foehn, un vent chaud qui provoque une fonte rapide des neiges alpines. Les rivières du massif vosgien présentent quant à elles un fonctionnement torrentiel et sont soumises à un régime océanique, avec de hautes eaux en hiver et de basses eaux à la fin de l'été. Le niveau phréatique est aujourd'hui relativement stable autour du Rhin, alors qu'il est soumis à des battements de plusieurs mètres sur les bords du fossé rhénan (Simler et al. 1979 ; Simler 1984 ; www.aprona.net). Le sommet de la nappe phréatique rhénane est relativement plan dans la plaine (Simler et al. 1979 ; Simler 1984). La surface de cette dernière en revanche est irrégulière et la géomorphologie alluviale, caractérisée par des terrasses et des cônes, conditionne la profondeur de la nappe phréatique. L'assèchement ponctuel en été de l'Ill, entre Mulhouse et Colmar, mais aussi de la Doller et de la Thur, dont une partie des flux s'infiltrent dans leurs alluvions grossières, apparaît ainsi comme un des caractères marquants de l'hydrogéologie régionale (Simler et al. 1979). À l'inverse, dans certains secteurs, la nappe est sub-affleurante et conditionne des zones humides originales, les Rieds, occupées parfois saisonnièrement par de vastes champs d'inondation au sein desquelles peuvent naître des rivières liées à des résurgences phréatiques (Humbert, Maire 1984 ; Sell et al. 1998 ; Carozza 2014 ; Schmitt et al. 2016).

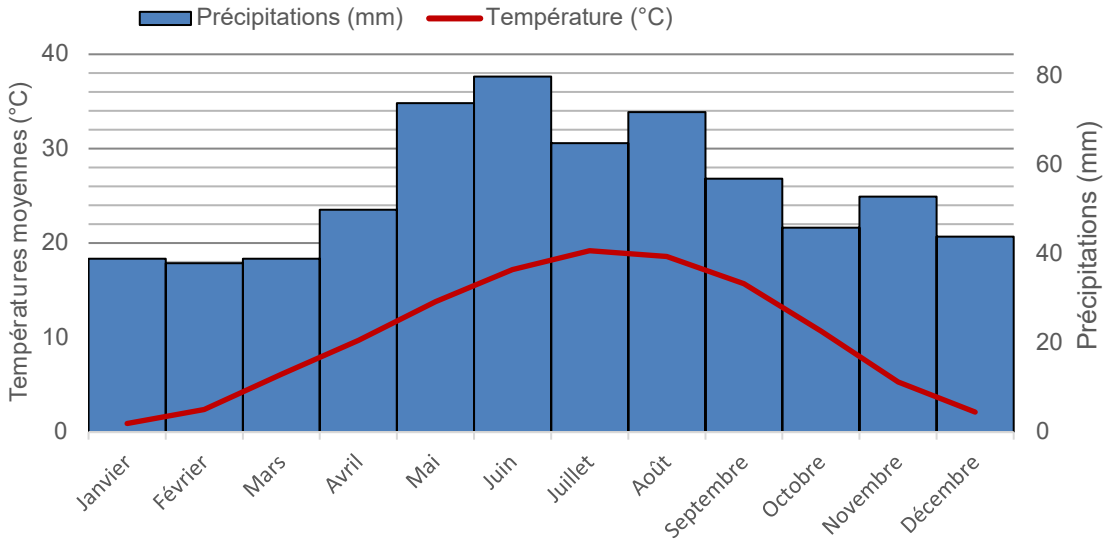


Fig. 9 : Diagramme ombrothermique de Strasbourg (climate-data.org).

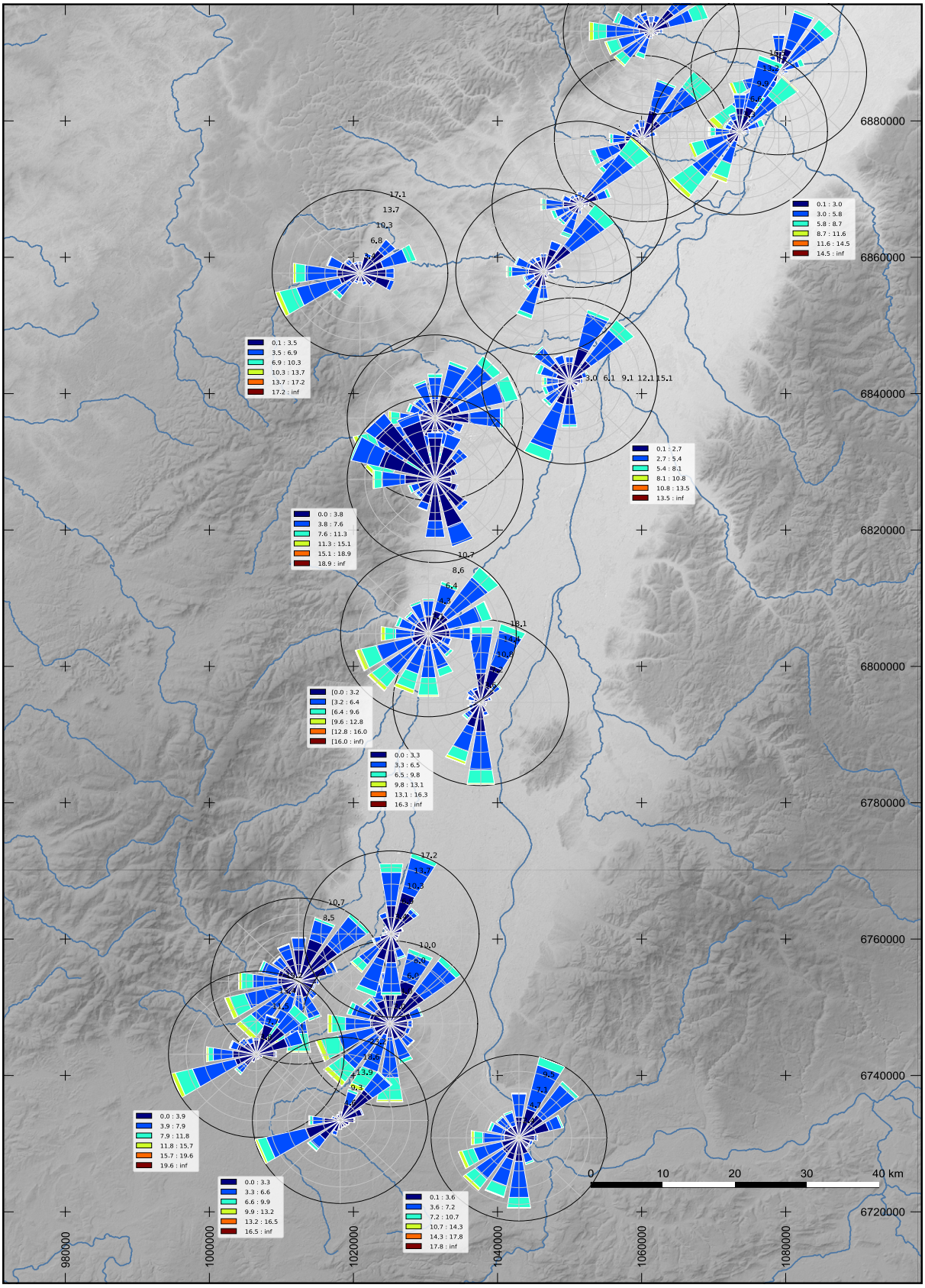


Fig. 10 : Roses des vents en Alsace, 10 m au-dessus-du sol, calculées à partir du modèle WRF (réalisation : Marco Guevara). Les couleurs correspondent à la vitesse du vent en m/s. La longueur des barres indique la fréquence relative du vent dans les différentes directions (N, NW, W, SW, S, SE, E, et NE).

1.2.2. Du Cénozoïque au Weichsélien : structure, lithologie et histoire géologique du Fossé rhénan

Les formes du relief de la plaine d'Alsace obéissent à la lithologie et à l'histoire géologique du Fossé rhénan et des massifs de la Forêt-Noire et des Vosges qui le bordent. Ces derniers se situent au centre du Massif Hercynien composé de roches volcano-sédimentaires et de formations granitiques résultat de la collision de trois continents au cours de l'orogénèse varisque (Fluck et al. 1991, Tabaud 2012). Le Massif Hercynien a été entièrement démantelé à partir du Permien et recouvert par les séries sédimentaires mésozoïques, grès et marnes calcaires du Trias et du Jurassique. Il est coupé en deux par le Fossé rhénan supérieur qui constitue un tronçon du système de rifts cénozoïques européens formé au cours de l'Eocène en relation avec les orogénèses pyrénéennes et alpines, responsables d'un régime compressif dirigé vers le nord. De grands fossés d'effondrements se sont ainsi formés au droit des amincissements de la croûte terrestre. Le Fossé rhénan supérieur est connecté à la Bresse et à la Limagne vers le sud-ouest, à la Hesse au nord-est et au Fossé rhénan inférieur au nord-ouest (Edel et al. 2002 ; Dèzes et al. 2004, Fig. 11). Il est remblayé par des formations sédimentaires épaisses de plus de 3000 m entre Strasbourg et Karlsruhe et de 2500 m dans sa partie sud (Fig. 12). Celles-ci affleurent très partiellement sur sa bordure, mais sont surtout connues grâce aux nombreux forages motivés par la recherche de pétrole, par l'exploitation de la potasse et par les besoins en eau (e. g. Schnaebele 1948). Leur épaisseur et leur géométrie ont été précisées par la géophysique, notamment des profils sismiques (e. g. Brun et al. 1992 ; Elsass et al. 2006 ; Bouiflane 2008), et sont contrôlées par l'évolution tectonique du graben, mais aussi par des héritages structuraux du cycle orogénique hercynien (Schumacher 2002). L'histoire géologique du Fossé rhénan peut être résumée en cinq phases : (i) à l'Eocène moyen, (ii) de l'Eocène supérieur à l'Oligocène moyen, (iii) de l'Oligocène moyen à l'Oligocène supérieur, (iv) au Miocène et (v) depuis le Pliocène (e.g. Sittler 1965 ; Duringer 1988 ; Berger et al. 2005 ; Roussé 2006).

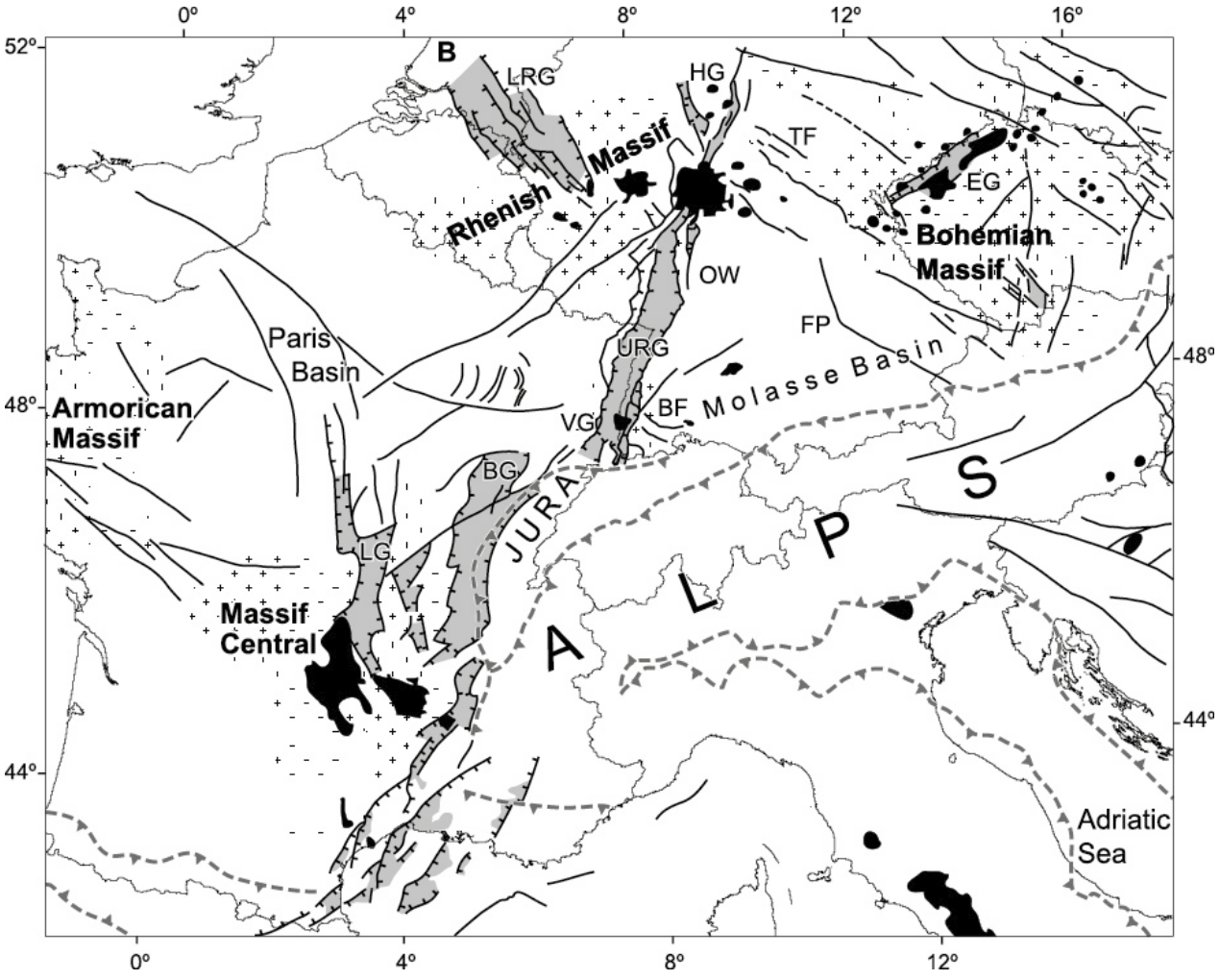


Fig. 11 : Carte du système de rifts cénozoïques européens (d'après Dèzes et al. 2004).

Une phase initiale d'extension est responsable à partir de l'Eocène moyen de formations lacustres et marécageuses peu épaisses représentées par les calcaires de Bouxwiller. Elle est accompagnée par l'activité volcanique du Vogelsberg au nord du fossé. Le rifting devient important de l'Eocène supérieur, autour de 35 Ma, à l'Oligocène avec la formation de plusieurs bassins endoréiques séparés par des seuils. La partie centrale du fossé, au sud autour de Mulhouse, est remblayée par près de 1500 m de marnes et de calcaires imprégnés de sel (Formations Salifères). Sa bordure est recouverte par des conglomérats côtiers. À l'Oligocène moyen, autour de 30 Ma d'années, le graben est envahi par la mer responsable du dépôt de la Série Grise constituée de marnes et de schistes, épais de 500 m au nord de Mulhouse. Le fossé commence à basculer vers le nord où la subsidence tectonique s'accroît. À l'Oligocène supérieur, la mer se retire et laisse place à des dépôts lacustres continentaux au sud et saumâtres au nord. Au Miocène, à partir de 23 Ma, la subsidence tectonique s'accentue au nord, alors que le sud est en surrection relative. Hormis les dépôts volcaniques du Kaiserstuhl, aucun dépôt de la période n'a été mis en évidence dans la moitié sud du graben. Une première phase fluviatile prend place au Pliocène (Ménillet 2015b), mais le tracé actuel du Rhin ne s'établit qu'au cours du Quaternaire (Preusser 2008). Du fait des différents environnements qui se sont succédé au cours du Cénozoïque, l'illite, la chlorite et les interstratifiés sont les argiles les plus abondantes dans le Fossé rhénan, tandis que la smectite est présente dans les marnes du Rupélien supérieur et moyen (Oligocène) et la kaolinite dans les formations pliocènes (Sittler 1982).

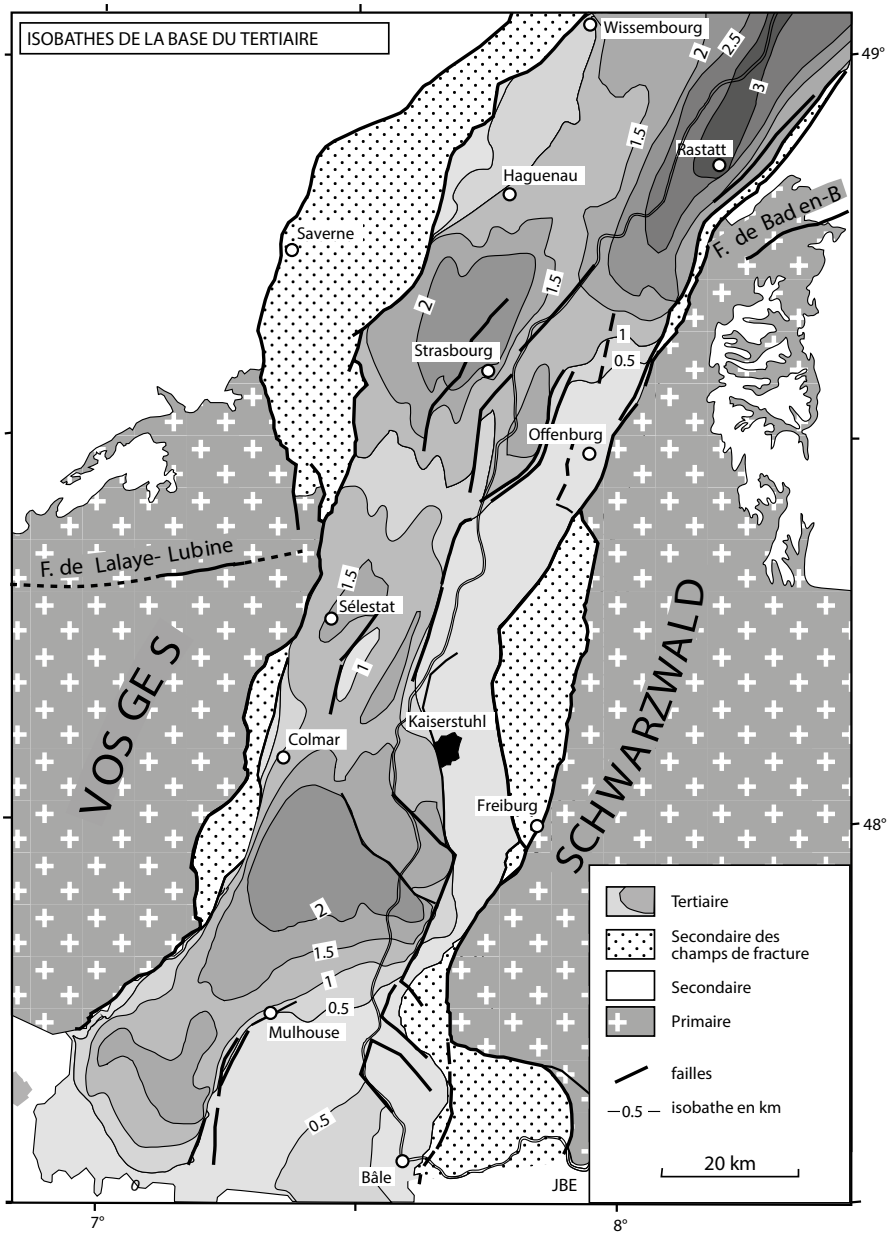


Fig. 12 : Carte du substrat et de la base des formations tertiaires dans le sud du Fossé rhénan (d'après Edel et al. 2002).

La mise en place du bassin-versant du Rhin a été restituée à partir des dépôts du sud de l'Alsace, autour du Horst de Mulhouse. Ainsi, les Cailloutis du Sundgau, des dépôts d'un ancien Aar-Doubs s'écoulant des Alpes vers la Méditerranée, ont été attribués au Pliocène sur la base de restes de mammifères (Glangeaud 1949). Leur chronologie a d'abord été affinée grâce aux micromammifères (Petit et al. 1996), avant l'obtention de datations au ^{10}Be qui ont livré des âges compris entre 4,3 et 2,9 Ma (Akçar et al. 2014 ; Claude et al. 2017). La première grande incision, autour de 100 m, est responsable du dépôt du plus ancien niveau d'alluvions du Rhin dans le secteur de Bâle (Deckenschotter ou « graviers de couverture » anciens), daté entre 2,5 et 1,8 Ma par les mammifères du site d'Irchel (Suisse). La seconde grande incision, 30 m, prend place autour de 1 Ma (Akçar et al. 2014). Elle est suivie par le dépôt du Deckenschotter récent et d'une haute-terrasse. Cette dernière a été attribuée au Pléistocène moyen, avec un âge minimum de 250 ka, sur la base de datations par OSL et de l'étude micromorphologique de la séquence loessique et des paléosols qu'elle supporte (Rentzel et al., 2009).

Quatre niveaux d'alluvions étagées sont relevés par les cartes géologiques sur les bordures de la plaine d'Alsace et dans les Vosges (Fv : hypothétique Pléistocène inférieur ; Fw : Pléistocène moyen médian ; Fx : Pléistocène moyen récent ; Fy : Pléistocène supérieur). Parfois datées grâce à leur couverture loessique ou leurs contenus paléontologiques (e. g. Théobald 1970), elles ont surtout été classées à partir de leur topographie de surface et de leur degré d'altération (e. g. Tricart 1956 ; Maire 1967 ; Vogt 1992). Ce dernier critère, conditionné à la fois par les conditions locales des pédogénèses et par l'ancienneté des matériaux, est toutefois d'utilisation fort délicate (Ménillet, Wuscher 2017).

Dans la zone axiale du Fossé rhénan, la carte des alluvions quaternaires réalisée par Bartz (1974) a mis en évidence deux grands bassins, à hauteur de Freibourg et de Colmar et à hauteur d'Heidelberg, dans lesquels des épaisseurs de 300 m sont notées (Fig. 13). Ces deux bassins sont séparés par le seuil de Karlsruhe où les dépôts sont épais de moins de 90 m. Les dépôts pléistocènes ont été identifiés à partir de l'étude des minéraux, qui les différencient des dépôts pliocènes (Hagedorn 2004). Leur géométrie est quant à elle connue par des forages qui ont révélé leur complexité avec des emboîtements de nappes en partie liés à l'existence de môles bordés par des failles (Geissert et al. 1976c). Elle a été précisée par plusieurs programmes de recherches dédiées à la gestion de l'aquifère (e.g. Elsass et al. 2006). Au final, deux grands ensembles d'alluvions sont connus dans le sud du Fossé rhénan (Fig. 14). Au pied des Vosges et de la Forêt Noire, la plus ancienne, la formation de Breisgau-Ortenau, se distingue nettement de la plus récente par sa teneur en argiles et l'abondance de galets. Au Nord du Kaiserstuhl, sa base montre des décalages importants, jusqu'à 10 mètres. La formation supérieure, la formation de Neuenburg se caractérise à partir de Sélestat par des intercalations d'unités limoneuses et argileuses, plus ou moins organiques, reconnues parce qu'elles constituent des barrières hydrauliques dans l'aquifère rhénan (Fig. 14). Elle représenterait au moins deux cycles glaciaires mais n'a pas encore été datée. Dans la fosse d'Heidelberg, elle laisse place à la formation de Mannheim (Ellwanger et al. 2009 ; Gabriel et al. 2013). Épaisse de 60 m au maximum dans le dépocentre, elle est formée de graviers et contient occasionnellement des dépôts fins et organiques interprétés comme des dépôts de paléochenaux. Elle est constituée de dépôts rhénans et d'apports du Neckar, plus ou moins abondante en fonction de la position du forage. Elle a été datée par OSL entre 288 ± 19 ka et 14 ± 1,5 ka. Elle peut être divisée en deux ensembles séparés par un paléosol décalcifié identifié à 34 m de profondeur dans la partie centrale du bassin d'Heidelberg. Elle témoigne d'une subsidence peu importante comparée aux dépôts pléistocènes plus anciens (Gabriel et al. 2013).

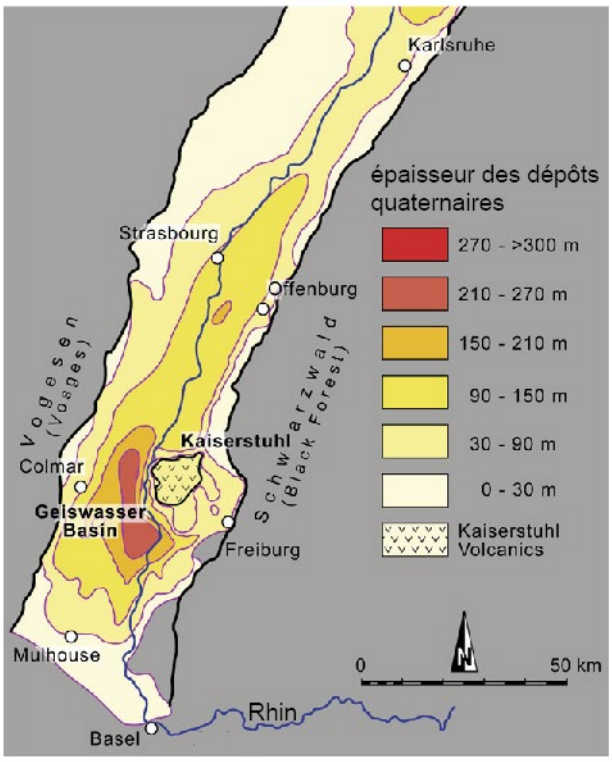


Fig. 13 : Épaisseur du Quaternaire dans le sud du Fossé rhénan (d'après Gabriel et al. 2013).

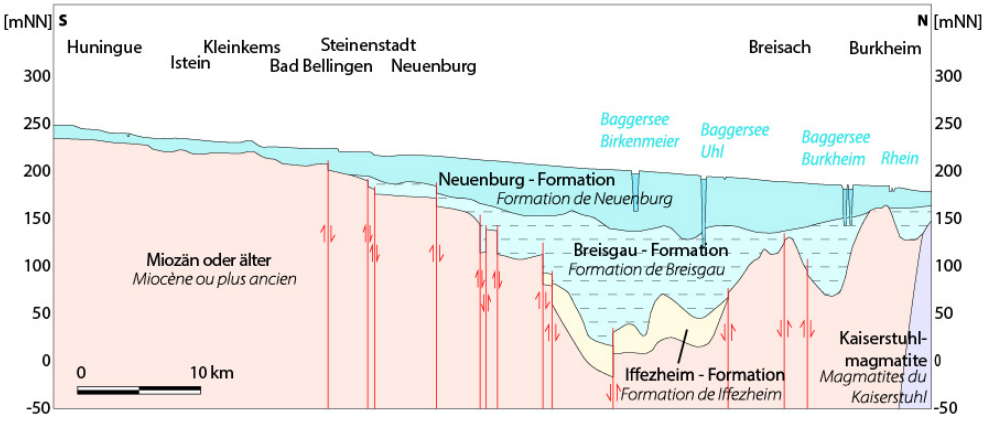
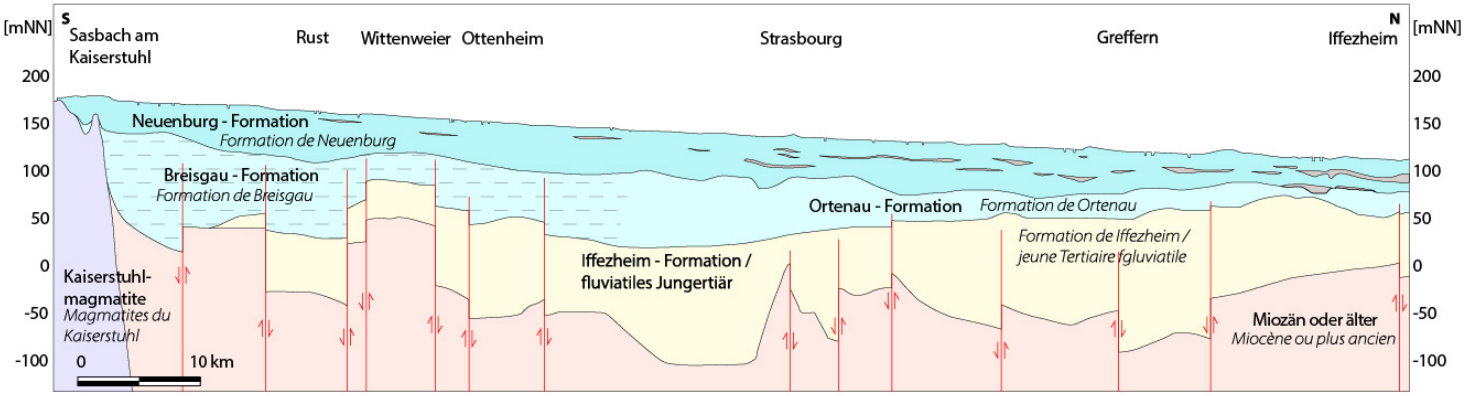


Fig. 14 : Coupe sud-nord du Fossé rhénan jusqu'au seuil de Karlsruhe (d'après Elsass et al. 2006).



Le Fossé rhénan est marqué par une sismicité historique relativement importante. Le tremblement de terre le plus tristement célèbre a frappé Bâle en 1356 avec une intensité MSK (échelle Medvedev-Sponheuer-Karnik) estimée entre VIII et IX (Meghraoui et al. 2001 ; Lambert et al. 2005). Pourtant, alors que le rôle de la néotectonique a été longtemps considéré dans le passé comme le facteur dominant pour expliquer les formes du relief et la répartition des formations sédimentaires pléistocènes (e.g. Tricart 1956 ; Maire 1966 ; Vogt 1992), sa contribution géomorphologique reste difficile à apprécier. En effet, l'identification de ces processus lents d'ampleur modérée est largement compliquée par l'intense activité fluviale du Rhin et de ses affluents montagnards. Deux profils présentant des déformations cassantes sont connus de longue date en Alsace, Saverne et Riedseltz (Tricart 1956 ; Baize et al. 2002 ; Shipton et al. 2017), mais ils n'ont pas encore fait l'objet de datations numériques. Une des premières études comparées de différentes campagnes de nivellement avait conclu à une remontée des rides salifères orientées NO-SE d'1 mm/an dans la partie sud du Fossé rhénan, entre Mulhouse et Sélestat (Liaghat et al. 1998). Une étude plus récente menée selon le même principe dans le nord du Fossé rhénan, entre Karlsruhe et Mannheim a conclu à une subsidence de 0,5 mm/an et à des mouvements horizontaux de 0,8 mm avec des barres d'erreur de 0,3 mm/an pour la première valeur et de 0,13 mm/an pour la seconde (Fuhrmann et al. 2015). Sur la base de la répartition et des variations d'épaisseur des dépôts alluviaux pléistocènes, des estimations des mouvements néotectoniques ont été proposées pour le nord du Fossé rhénan (Peters, van Balen 2007a) et pour la région de Freibourg (Nivière et al. 2008). Les premières évaluent les déplacements verticaux à l'échelle du Quaternaire entre 0,01 et 0,08 mm/an. Les secondes proposent un déplacement maximum à proximité des failles qui ne dépassent pas 0,1 mm/an depuis le Pléistocène moyen et des tremblements de terre de 6,3 Mw (magnitude de moment), avec un temps de retour de quelques milliers d'années. Seules trois séries de profils ont été publiées à ce jour pour identifier des déformations et quantifier les déplacements à partir de datations numériques. À Achenheim, des tranchées ont été positionnées sur une déformation cassante repérée anciennement dans les carrières de loess et située sur un linéament géomorphologique suivi sur une centaine de kilomètres (Lemeille et al. 1999). Elles ont permis de conclure à un déplacement de 16 m de dépôts attribués au complexe cromérien (antérieurs à 480 ka) et d'un déplacement de 6 m des dépôts saaliens (antérieurs à 130 ka), avec des mouvements cosismiques liés à des séismes de magnitude 6 à 6,5 Mw avec une récurrence d'environ 25 000 ans. Au final, le déplacement vertical est évalué à 0,04 mm/an. Plus au nord, à hauteur de Worms, un déplacement maximum de 0,5 m a été observé et interprété comme

le résultat d'un séisme daté entre 19 et 8 ka. Le taux de déplacement vertical est estimé à 0,04 mm/an (Peters et al. 2005). Enfin, au sud de Bâle, une série de tranchées a permis d'identifier le séisme de Bâle (Meghraoui et al. 2001), ainsi que quatre autres séismes holocènes, autour de 11200-8500, 8030-7300, 6200-3200 et 2490-2210 cal BC (Ferry et al. 2005). Le risque sismique est évalué à 6,5 Mw avec un temps de retour d'environ 3000 ans. Le taux de déplacement est estimé à 0,27 mm/an durant l'Holocène.

Vus les problèmes d'identification des dépôts weichseliens dans le Fossé rhénan et les incertitudes sur les mouvements tectoniques récents, il paraît nécessaire de retourner aux faciès et à la chronostratigraphie, en commençant par les loess et par la couverture pédologique régionale, le degré d'évolution de cette dernière ayant été par le passé très utilisée par les géomorphologues (e. g. Tricart 1956 ; Maire 1967 ; Vogt 1992).

1.2.3. Loess et sols d'Alsace : caractères généraux et distribution

Les loess d'Alsace sont concentrés dans la moitié nord de la région dans la vaste zone de piedmont qui s'étend de Sélestat à Worms en Allemagne (Fig. 15). Présents de façon localisé et peu épais, 12 m maximum, dans le Champ de Fractures de Saverne (Ménillet et al. 1979), ils sont étendus dans les secteurs de collines oligocènes du Kochersberg, de Brumath et de l'Outre-Forêt où leur épaisseur dépasserait localement 35 m (Ménillet 1995). À Achenheim, leur épaisseur maximale atteint une trentaine de mètres, mais l'ensemble de la succession stratigraphique n'est jamais accessible dans un même endroit du gisement (Fig. 16). Le profil synthétique du site, d'une épaisseur cumulée de plus de 40 mètres, a ainsi été établi à partir de plusieurs profils corrélés entre eux grâce à un certain nombre d'horizons repères (Heim et al., 1984 ; Lautridou et al., 1985 ; Sommé et al., 1986). Les loess sont en revanche absents des zones basses occupées par les cours d'eau issus des Vosges. Des sables éoliens et des dunes de sables éoliens ont toutefois été décrits dans la vallée de la Lauter et attribuées au Tardiglaciaire, mais sans faire l'objet de datations numériques (Stäblein 1968). Sur la surface de Haguenau, des formations similaires ont été décrites (Antoni 1994) ainsi que des galets éolisés (Geissert et al. 1976a). L'existence de ces derniers est également mentionnée sur le cône de la Zorn (Blanalt et al. 1972). Une couverture loessique relativement étendue caractérise également les terrasses de Schiltigheim et d'Erstein, où elle serait épaisse respectivement de 12 m et de 2 m (Ménillet 1995). Des dépôts localisés et peu épais ont également été décrits au pied des Vosges entre Colmar et Mulhouse (Mazenot 1963 ; Blanck, Wacquant 1971). Enfin, une couverture loessique épaisse de 10 à 20 m s'étend sur les plateaux du Sundgau, au sud de Mulhouse (Franc de Ferrière 1937 ; Mazenot 1963 ; Rentzel et al. 2009). Elle est réputée altérée et relativement argileuse (Ménillet 1995). Au final, dans ses grandes lignes, la répartition régionale est bien restituée par la carte géologique harmonisée réalisée à partir différentes cartes géologiques (Skrzypek et al. 2007 ; 2008). Mais hormis pour les feuilles de Saverne, Seltz et Haguenau (Geissert et al. 1976a ; Ménillet et al. 1979 ; Ménillet 2015a), les critères employés par les cartes géologiques, notamment les épaisseurs, ne sont jamais explicités et les profils présentés sont rares. De fait, la chronologie des quelques successions stratigraphiques repose uniquement sur le comptage des unités loessiques et des paléosols et sur les restes osseux et le contenu malacologique. Hormis Sierentz (Rentzel et al. 2009) et Achenheim (Buraczynski, Butrym 1984 ; Rousseau et al. 1998 ; Lemeille et al. 1999), les loess d'Alsace n'ont pas encore fait l'objet de datations numériques. Les différents faciès chronostratigraphiques cartographiés sont donc très discutables.

Les loess d'Alsace comportent une composante sableuse relativement importante, notamment dans l'Outre-Forêt (Mazenot 1963 ; Geissert et al. 1976a) ou à proximité des arènes granitiques au pied des Vosges cristallines, comme par exemple à Turckheim (Mazenot 1963). Pourtant, leur granulométrie à Achenheim, avec une forte teneur en argile (valeur autour de 18 % obtenue au sédigraphe) et une très faible proportion de sables, est jugée plus proche des loess du nord de la France que des loess de Normandie qui sont plus grossiers (Heim et al. 1984). De fait, la taille des grains varie en fonction de la position géographique, plus grossière dans la zone axiale du Fossé rhénan (Buraczyński 1978 ; Ménillet 1995). Vogt (1992) distingue ainsi deux faciès, le faciès « oriental » et le faciès « occidental », ce dernier étant plus fin, avec un mode principal de 25 µm, au lieu de 40 µm, et une importante proportion d'argiles, entre 20 et 30 %. Les loess d'Alsace se caractérisent surtout par leur nature très carbonatée, 18 % à Niederbetschdorf, 20 à 30 % à Bischoffsheim, 30 % à Griesheim, Achenheim et Blaesheim, 35 % à Eguisheim (Buraczyński 1978 ; Ménillet 1995) et « *la taille souvent considérable des concrétions calcaires ou « poupées »* » est notée (Franc de Ferrière 1937). En surface, le sol est fréquemment peu exprimé et calcaire, ce qui tranche avec le nord de la France et le Bassin de Paris où les luvisols sont épais (Franc de Ferrière 1937).

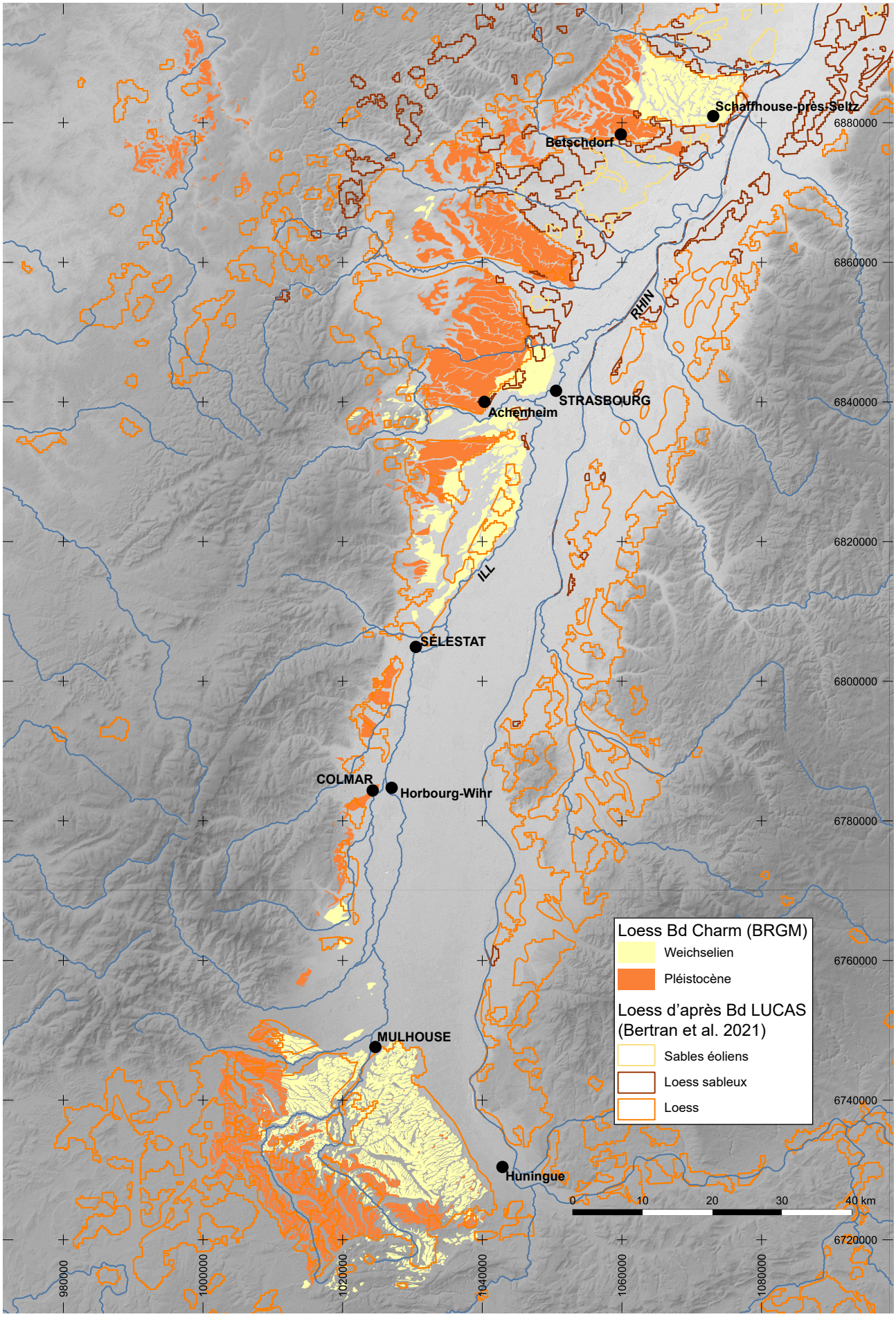


Fig. 15 : Carte des loess d'Alsace, d'après la BD Charm du BRGM et d'après la BD LUCAS.

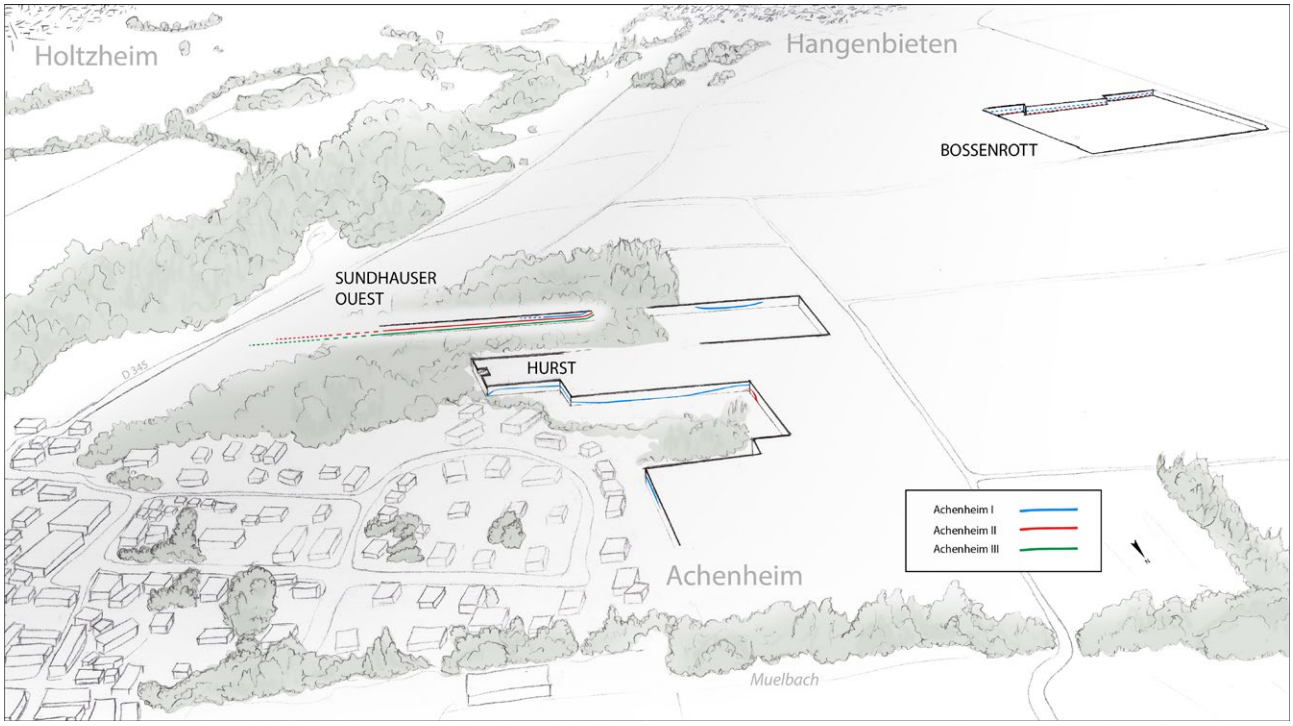


Fig. 16 : Vue cavalière des carrières historiques d'Achenheim et position des trois complexes interglaciaires les plus récents (dessin : Michaël Chosson, Archéologie Alsace).

La couverture pédologique de la plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes présente une grande variété de détails (Party et al. 2011) mais peut être résumée en huit sols (Jamagne 2011) d'après le référentiel de l'Association Française pour l'Étude du Sol (AFES), les rendosols, les calcosols, les calcisols, les brunisols, les luvisols, les fersialsols, les alocrisols et les fluviosols (Baize, Girard 2009)[1]. En fonction de l'âge des loess, leur couverture pédologique est constituée de rendosols, de calcosols et de calcisols. Les luvisols et les néoluvisols sont cantonnés au sud-ouest du Sundgau et sur les bordures occidentales du Kochersberg et des collines de l'Outre-Forêt. Leur faible extension est expliquée par le caractère calcaire des loess d'Alsace et par l'érosion (Jamagne 2011). Les collines sous-vosgiennes façonnées dans les marnes calcaires mésozoïques et cénozoïques sont le domaine des rendosols, des calcosols et des calcisols, avec localement des vertisols. Dans la plaine du Rhin, la partie centrale du cône de la Hardt est occupée par des fersialsols, à l'origine de la dénomination « Hardt rouge », tandis que sa bordure est occupée par des calcisols dans un secteur nommé « Hardt grise ». Dans la basse plaine rhénane, les calcisols laissent place à fluviosols, parfois histiques, en fonction de l'âge des sédiments et du degré de drainage. Les sols développés sur les alluvions vosgiennes sont généralement désaturés. Les cônes de déjection sont occupés par des alocrisols, des brunisols ou des luvisols fluviques. Les basses plaines sont quant à elles le domaine des fluviosols. Si la relation entre l'âge des loess, les paléodynamiques alluviales et la couverture pédologique a été mise en avant précocement en Alsace (e.g. Franc de Ferrière 1937 ; Marocke 1964 ; Hirth 1971), faute de datations numériques et de calages archéologiques, cette classification reste imparfaitement argumentée d'un point de vue chronologique.

1.2.4. Chronostratigraphie des loess weichseliens

Malgré le nombre conséquent de travaux qui leur ont été consacrés, il est difficile d'avoir une vue synthétique de la chronostratigraphie des loess weichseliens d'Alsace du fait du nombre réduit de profils bien décrits et de trop rares datations numériques. La révision des profils historiques d'Achenheim menée au début des années 1980 et l'étude du profil de la carrière Hurst ont toutefois permis de poser quelques repères pédolithostratigra-

[1] Référentiel Pédologique consultable en ligne : http://www.afes.fr/wp-content/uploads/2017/11/Referentiel_Pedologique_2008.pdf

phiques (Heim et al. 1984 ; Lautridou et al. 1985 ; Sommé et al. 1986), complétés durant la dernière décennie par les nouveaux profils encore inédits d'Achenheim-Bossenrott et de Reiningue-Bessenhag.

À Achenheim, la séquence weichselienne la plus complète, épaisse de 18 m, se situe dans un vallon sec et a été recoupée par les coupes de la loessière Hurst (Fig. 17, Fig. 18 ; Rousseau et al. 1998 ; Sommé et al. 1986 ; Heim et al. 1984 ; 1982). Sa partie inférieure correspond au Grand Lehm de Wernert (1957). Elle a été subdivisée en quatre unités, les unités 9 à 6 (Fig. 19). L'unité inférieure est un horizon BT de luvisol (unité 9). Elle est coiffée par un sol noir, dédoublé localement, de type sol gris forestier (unité 8). La succession stratigraphique se poursuit avec des limons bruns à marron parfois lités (unités 7 et 6). Le Grand Lehm est recouvert par le Loess Récent inférieur subdivisé en deux unités (3 et 5) par un niveau à fentes (4). L'unité 3 est plus grise. Un « niveau d'érosion à petites fentes déformées en langues » (unité 2) marque le sommet du Loess Récent inférieur et le passage au Loess Récent supérieur, des limons gris à gris jaune avec des petites poupées calcaires de 1 à 2 cm de diamètre (unité 1).

L'attribution de la séquence au Weichselien s'appuie sur la position de la succession. Elle est confortée par des datations par thermoluminescence (TL), même si de nombreuses inversions et un rajeunissement général de l'ensemble des âges, croissant avec la profondeur, sont notés (Rousseau et al. 1998). Ainsi, l'horizon BT est daté autour de 80 ka, les limons bruns noirâtres et brunâtres (unités 8 et 7) autour de 64 ka et les limons marrons (unité 6) au sommet du Grand Lehm entre 55 et 65 ka. Les Loess Récent, inférieur et supérieur, ont quant à eux livré des âges compris respectivement entre 64 et 34 ka et entre 24 et 17 ka. À partir de ces âges TL, d'ob-



Fig. 17 : Achenheim « *Hurst* », vue des unités 1 à 5 (photographie Jean Sommé).



Fig. 18 : Achenheim Hurst, vue des unités 5 à 10 (photographie Jean Sommé).

servations de terrain et de comparaisons avec les séquences d'Europe du Nord, de Belgique et d'Allemagne, Antoine et al. (2001) ont proposé d'attribuer les unités 8 et 9 à l'Eemien et les deux tiers inférieurs de l'unité 7 au Début Glaciaire Weichselien. Le tiers supérieur de l'unité 7, l'unité 6 et le quart inférieur de l'unité 5 sont quant à eux attribués au Weichselien inférieur, tandis que la majeure partie de l'unité 5, sur près de 4,5 m d'épaisseur est attribuée au Weichselien moyen. Les unités 3, 2 et 1 seraient quant à elles d'âge weichselien, le niveau à « petites fentes déformées en langues » (unité 2) étant interprétée comme l'expression du dernier gley de toundra du Pléniglaciaire supérieur, équivalent de l'horizon à « Langues de Nagelbeek » et au gley G7 de Nussloch (Antoine et al. 2001).

Le profil d'Achenheim « *Bossenrott* » est situé sur le plateau, en contrehaut des carrières historiques (Fig. 16). Les unités 27, 23 et 12 présentent les caractères de sols bruns boréaux ou arctiques, tandis que les unités grises à oxydations ferromanganiques peuvent être interprétées comme des gleys de toundra (unités 25, 26, 11, 10, 8 et 7, Fig. 20). Les lambeaux de limons gris et les niveaux lités, unités 22 à 13, pourraient quant à eux résulter du démantèlement d'un gley lors d'une phase de dégradation du pergélisol. En première lecture, cette succession évoque un complexe du Weichselien moyen bien dilaté, de l'unité 27 à l'unité 12. Les datations par OSL réalisées sur quartz par Joerg Zens (Université d'Aix-la-Chapelle) mettent en lumière une histoire différente. Ainsi, des âges de 133,13 ± 7,06 et de 113,42 ± 6,04 ka ont été obtenus dans les unités 20 et 14, le complexe de limons lités et de limons gris flués. Des âges nettement plus récents ont été obtenus dans les unités 7 et 3, datées respectivement de 27,42 ± 1,41 et de 23,04 ± 1,2 ka. Ces datations placent clairement la mise en place de l'unité 20 dans le Saalien supérieur. L'âge de l'unité 14, eemien ou début Début Glaciaire weichselien, est plus délicat à interpréter, vu les caractères pédosédimentaires qui révèlent un environnement froid et aride. Soit l'unité a été polluée par des sédiments plus récents, soit elle s'est mise en place très rapidement durant la péjoration climatique marquant l'entrée en glaciation durant le stade 25 entre 111 et 108 ka (Rasmussen et al. 2014), bien enregistrée dans les loess et les tourbières (Herning/Melisay I, Antoine et al. 2016). Au final, seules les unités 7 et 3 ont livré des âges du Weichselien et l'épaisseur des loess weichseliens n'excède donc pas 3,5 m. Au final, la succession d'Achenheim – Bossenrott marque le bilan de deux cycles glaciaires, sans qu'une troncature n'ait pu être mise en évidence, malgré les nombreux profils observés dans la carrière. Ces résultats permettent une relecture des profils C3 d'Achenheim et C4 d'Hangenbieten documentés par Schaaf Raeth (1979) à partir de l'étude de paramètres sédimentologiques, des minéraux lourds et de la minéralogie des argiles. Des successions stratigraphiques épaisses respectivement de 9,5 et de 8 m ont été attribuées au Pléistocène supérieur. À Achenheim, le réexamen du site (Heim et al. 1982 ; 1984) montre que seuls les 2,4 m supérieurs de C3 peuvent être attribués au dernier cycle glaciaire. À Hangenbieten, le bilan

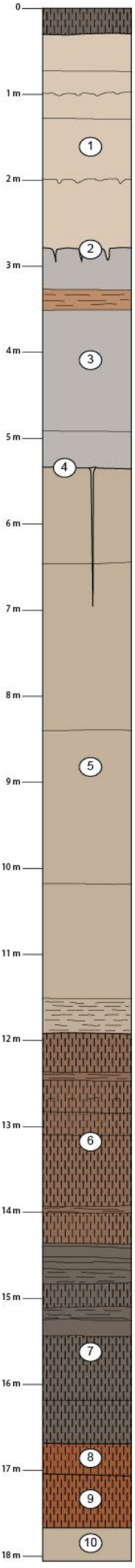


Fig. 19 : Succession stratigraphique d'Achenheim « *Hurst* » (d'après Heim et al. 1984) :
1 : loess récent supérieur, épais de 2,8 m, gris à gris jaune, à petites poupées (1 à 2 cm) ;
2 : niveau d'érosion à petites fentes déformées en langues ;
3 : loess gris, sauf au sommet (ocre), comportant un horizon de limon lité passant latéralement sur la bordure Ouest du vallon à un limon lité à fines fentes de gel, diagnostic des formations litées du Loess récent inférieur dans le Nord de la France, 2,55 m d'épaisseur total ;
4 : niveau de fines fentes, longues de 2 m ;
5 : loess grisâtres, devenant gris-jaune, puis un peu plus brun et plus compact, 6,25 m d'épaisseur ;
6 : limon marron, surtout au sommet (10YR5/6) à granules calcaires et débris de charbons de bois, parfois lité, 2,8 m d'épaisseur ;
7 : limon brunâtre, proche du limon sus-jacent, mais un peu plus brun et plus argileux, 2,5 m d'épaisseur ;
8 : limon brun noirâtre, 0,4 m d'épaisseur ;
9 : limon brun rouge, contaminé au sommet par le limon noir sus-jacent, à structure prismatique et à révêtement argileux, horizon Bt de sol lessivé interglaciaire, 0,7 m d'épaisseur ;
10 : limon ancien argilo-sableux brun jaune, 1,2 m de puissance, reposant sur des sables brunâtres atteints en sondage.

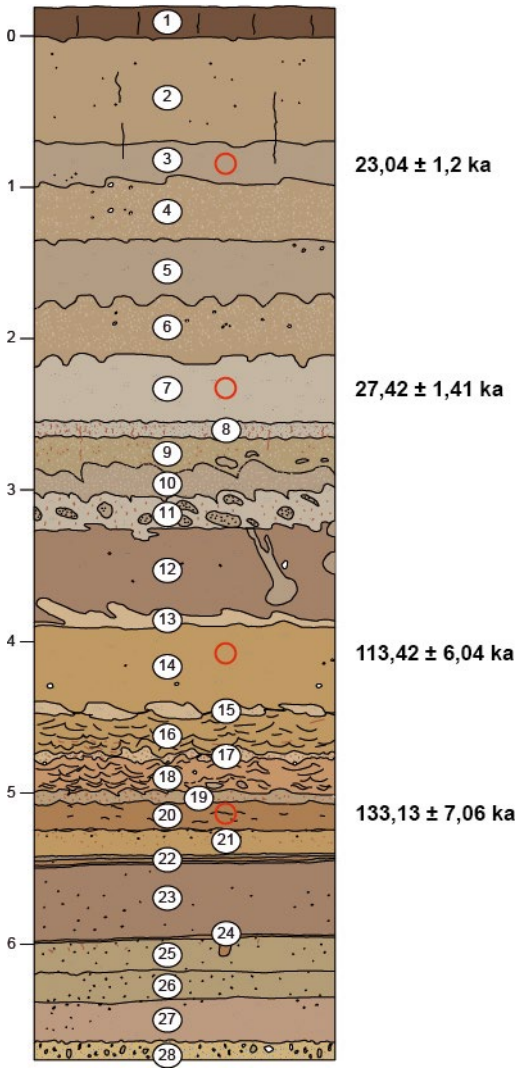


Fig. 20 : Unités stratigraphiques et interprétations pédologiques préliminaires du profil « *Bossenrott* » levé en 2014 sur le front de taille sud de la loessière éponyme à Achenheim (âges OSL quartz : Joerg Zens/RWTH Université d'Aix-la-Chapelle). Profondeur (m) sur la gauche. 1 : Calcisol ; 2 : Loess ; 3, 5 : Gley ; 4, 6, 7, 8 : Loess bioturbé ; 9, 10 : Loess ruisselés bioturbés et gleyifiés ; 11 : Loess ruisselés avec nodules de sol gelé bioturbés et gleyifiés ; 12 : Sol brun arctique ; 13, 15, 17 : Gley géliflué ; 14, 16, 18 : Loess lités cryoturbés ; 19, 21, 25, 26 : Gley ; 20 : Paléosol remanié par ruissellement ; 22, 24 : Lamines ruisselées de limons remaniés ; 23, 27 : Sol brun arctique (?) ; 28 : Loess à grandes poupées (Ø > 5 cm).

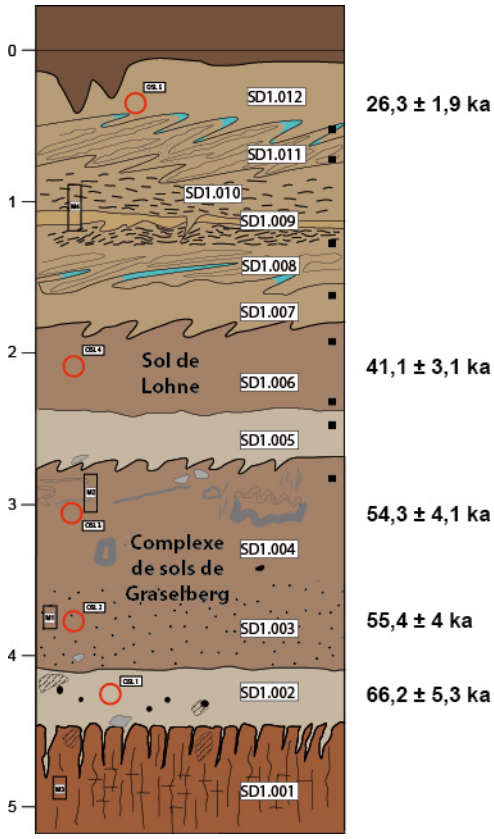


Fig. 21 : Reiningue « *Besenhag* », succession stratigraphique mise au jour par Olivier Moine et Thomas Vigreux (d'après Steiner et al. 2012, description d'après T. Vigreux, âges OSL Quartz : Alexander Fülling/Institut Humboldt). SD1.001 : limons argileux, brun rouge, décarbonatés, structure prismatique marquée par des glosses grises avec des petits nodules de ferromanganèse. La surface de l'unité est marquée par des petits graviers roulés (diamètre 1 à 2 cm) ; SD1.002 : limons, brun grisâtre, hétérogène et compact, nodules d'oxydes ferro-manganiques de ferromanganèse (0,5 à 1 mm de diamètre) ; SD1.003 : limons argileux décarbonatés, brun clair, nombreux nodules d'oxydes ferro-manganiques, quelques crotovines ; SD1.004 : limons argileux décarbonatés, brun clair, quelques crotovines ; le sommet de l'unité est marqué par des langues et des arrachements ; SD1.005 : limons, brun gris, coquilles de mollusques ; SD1.006 : limons, brun clair, bioturbés, quelques oxydations ferro-manganiques, pseudomycelium et malacofaune ; le sommet de l'unité est marqué par des langues et des arrachements ; SD1.007 : limons jaunâtres à orangés ; SD1.008 : limons gris beige hétérogènes, oxydations ferro-manganiques ; SD1.009 : limons beige orangé ; SD1.010 : limons jaune clair ; SD1.011 : limons, gris avec des plages brun orangé, oxydations ferro-manganiques sous la forme de petits nodules ; SD1.012 : limons jaunâtres, nombreuses concrétions calcaires.

de la période pourrait se limiter à 5 m, beaucoup de poupées calcaires ayant été mises en évidence à partir de cette profondeur, ce qui peut traduire l'existence d'un sol de rang interglaciaire tronqué.

Le profil de Reiningue « *Besenhag* » se trouve à hauteur de Mulhouse, au sud de l'Alsace. Il est localisé au sommet d'une colline loessique qui repose sur des alluvions pléistocènes de la Thur emboitées dans les marnes calcaires oligocènes. Il est épais de 5,5 m (Steiner et al. 2012). L'unité SD1.001 est interprétée comme un horizon BT de luvisol (Fig. 21). Les unités SD1.003 et SD1.004 présentent les caractères de sols bruns boréaux, tandis que l'unité SD1.006 s'appare à un sol brun arctique. La couleur grise et les oxydations ferromanganiques des unités SD1.005, SD1.008 et SD1.11 sont les traits pédologiques de gleys de toundra. La couleur et la texture des unités SD1.007, SD1.009, SD1.01 et SD1.012 sont typiques de dépôts loessiques. Des datations par OSL des quartz ont été réalisées dans les unités SD1.002, SD1.003, SD1.004, SD1.006 et SD1.012. Elles ont livré des âges de 66,2 ± 5,3, 55,4 ± 4, 54,3 ± 4,1, 41,1 ± 3,1 et 26,3 ± 1,9 ka qui permettent une attribution des sols bruns boréaux (SD1.003 et SD1.004), du gley (SD1.005) et du sol brun arctique (SD1.006) au Weichselien moyen. Les sols bruns boréaux (SD1.003 et SD1.004) seraient ainsi contemporains du complexe de sols de Gräselberg et le sol brun arctique (SD1.006) serait l'équivalent du sol de Lohne (Antoine et al. 2001). Le bilan sédimentaire apparaît ainsi particulièrement bien dilaté pour le Weichselien moyen. Il l'est moins pour le Pléniglaciaire supérieur, dont les dépôts postérieurs à 26 ka ne sont pas représentés.

Au final, les données disponibles sur les loess d'Alsace apparaissent donc hétérogènes, peu synthétiques et manquent de calages chronologiques.

1.2.5. Les bassins-versants depuis 130 000 ans

Montagnes, glaciers et cônes alluviaux

Les glaciations quaternaires ont laissé des traces abondantes dans le Massif des Vosges, notamment des vallées en auge, des stries ou des verrous (Ménillet et al. 1989 ; Flageollet 2002 ; Mercier, Jeser 2004 ; Andreoli et al. 2006). Elles ont également laissé des formations sédimentaires, moraines, dépôts fluvio-glaciaires et glaciolacustres (Ménillet 1995 ; Andreoli et al. 2006). Ces formations sont concentrées au centre et au sud-ouest des Vosges, dans la partie cristalline, la plus élevée, dans les vallées de Munster, de la Thur, de l'Ognon dans le Haut-Rhin et dans les hautes vallées de la Moselle, de la Moselotte, de la Vologne et de la Meurthe. Plus au nord, dans le bassin de la Bruche, elles sont beaucoup plus localisées, cantonnées à des têtes de vallons. Elles se situent dans une fourchette d'altitude comprise entre 600 et 1000 m, mais celles liées aux plus grands glaciers, Thur et Moselle, peuvent descendre jusqu'à 400 m. Elles peuvent atteindre une épaisseur de 70 m dans la vallée de la Thur. D'après Ménillet (1995) le glacier aurait été ici long de 13 km au Weichselien et épais localement de près de 500 m.

Des travaux de datations numériques sont en cours dans le Vosges (travaux de Vincent Rinterknecht exposés en partie dans Wuscher et al. 2019 ; 2020b), en parallèle de ceux en cours dans la Forêt-Noire (Hofmann et al. 2020). En l'état, les marqueurs chronologiques manquent encore. Dans le sud-ouest du Massif vosgien, l'extension maximale du dernier cycle glaciaire se situe au Weichselien inférieur, durant le SIM 4 (Seret et al. 1990), tout comme dans la vallée de la Fave, au nord des Vosges centrales (Occhietti et al. 2020). Cela peut s'expliquer par le caractère très aride du Pléniglaciaire supérieur, trop aride pour permettre une extension glaciaire importante. Dans le bassin du Strengbach, un affluent de la Fecht partiellement englacé, la mesure des séries de l'uranium et du ^{10}Be d'un sol rocheux témoigne d'une stabilisation des versants autour de 19 ka (Ackerer et al. 2016). Dans les lacs du sud du massif vosgien, l'attention a surtout été portée au remplissage tardiglaciaire et les données publiées ne permettent pas encore d'aborder la chronologie de la déglaciation (Walter-Simonnet et al. 2010).

Les alluvions des vallées vosgiennes ont fait l'objet de travaux anciens principalement basés sur leur morphologie et sur l'altération des sédiments en surface (Briquet 1923 ; Krittlé 1958). Les cônes associés développés dans la plaine ont été principalement définis lors du levé des cartes géologiques qui ont défini, comme nous l'avons vu, quatre niveaux d'alluvions étagés (1.2.2). Les coupes et les profils sont très rares (Dubois 1938 ; Ménillet 1995) et seul le cône de la Bruche, et dans une moindre mesure celui de la Zorn, ont fait l'objet de travaux plus poussés, plutôt focalisés sur l'ensemble du Quaternaire, qui ont peu détaillé les derniers 130 mil-

lénaires (Castéla, Tricart 1958 ; Maire 1966 ; 1967 ; Tricart et al. 1970). Il est intéressant de noter que dans la moitié sud de la région, les deux principaux cônes, au débouché des vallées de la Thur et de la Fecht, ne sont pas emboîtés dans des terrasses anciennes, ce qui s'expliquerait selon Vogt (1992) par le rôle de la subsidence tectonique. Au final, seuls deux profils, situés respectivement sur la bordure du cône de la Thur et à Lingolsheim sur une terrasse alluviale de la Bruche, documentent une couverture loessique attribuée d'après les faciès et la malacologie à l'extrême fin du dernier glaciaire (Mazenot 1963).

Les alluvions ello-rhénanes

Le grand cône alluvial rhénan présent au nord de Mulhouse (Fig. 8) présente une morphologie complexe révélée par la topographie et par sa couverture pédologique, avec une zone centrale coiffée par un sol brun rouge, la Hardt rouge, des zones tronquées caractérisées par des sols moins évolués, la Hardt grise, et plusieurs lobes emboîtés (Hirth 1971). Ses limites sont bien marquées dans la topographie au sud où il se raccorde aux trois terrasses présentes autour de Bâle. Elles s'estompent à hauteur de Neuf-Brisach où ces trois terrasses convergent. Le cône est polyphasé et certaines unités ont livré des âges du Pléniglaciaire inférieur (Lämmermann-Barthel et al. 2009 ; Frechen et al. 2010). Plusieurs aspects des méthodes de datation ont depuis été discutés et remis en question (Frechen et al. 2012 ; Preusser et al. 2012). Pourtant, le schéma proposé par Lämmermann-Barthel et Frechen paraît convaincant avec l'érection d'un grand cône entre 60 et 30 ka, d'un second cône emboité dans le premier entre 16 et 10 ka et une incision postérieure à 10 ka responsables de la morphologie actuelle. Les profils sur lesquels ils se basent sont toutefois très excentrés par rapport aux ensembles morphosédimentaires étudiés. Les travaux de Kock autour de Bâle, dans la terminaison sud du Cône de la Hardt, présentent une répartition bien meilleure des profils au sein des formes étudiées. Ici, 20 à 30 mètres de sédiments grossiers ont été déposés entre 30 et 11 ka. À Habsheim, le sommet de ces dépôts a été daté par OSL de 13,2 ± 1 ka avant le Présent (Kock et al. 2009). Ils ont donc été incisés sur près de 15 mètres en 13 ka[2], en plusieurs étapes qui ont laissé trois terrasses d'ablation. Les profils permettant de prendre la mesure de l'épaisseur des dépôts weichseliens du Cône de la Hardt restent néanmoins fort peu nombreux et les données de forage de la Banque du Sous-Sol du BRGM sont très peu détaillées.

La terrasse qui domine de près de 3 m la plaine et occupe la moitié orientale du Fossé rhénan du Kaiserstuhl à Francfort est moins bien connue. À hauteur d'Heidelberg, elle a livré des restes de bois du Weichselien moyen, est incisée sur plus de 4 m au Tardiglaciaire et est recouverte par des dunes éoliennes du Dryas récent (Löscher, Haag 1989). Côté alsacien, aucun profil de la terrasse d'Erstein qui occupe une position similaire en rive gauche, de Sélestat à Strasbourg n'a été présenté à ce jour. D'après la carte géologique, elle serait recouverte par une succession loessique contemporaine de celle qui coiffe la terrasse de Lingolsheim, une terrasse de la Bruche, et de celle qui coiffe la terrasse de Schiltigheim, une terrasse rhénane à l'est de Strasbourg (Maire et al. 1971). Pourtant, alors que la terrasse de Lingolsheim est coiffée par des loess du Pléniglaciaire supérieur (Mazenot 1963), la terrasse de Schiltigheim est constituée, dans la coupe d'Achenheim, de loess weichseliens sur un paléosol eemien et des alluvions saaliennes (Puisségur 1965). Au nord de Strasbourg, aucune terrasse weichselienne rhénane n'a été décrite de Strasbourg à Lauterbourg. En aval, Stäblein (1968) note une terrasse weichselienne et tardiglaciaire, mais ne présente pas de profil. Enfin, entre Mainz et Bingen, en limite nord du Fossé rhénan supérieur, deux terrasses weichseliennes emboîtées ont été identifiées sur la base de la topographie et de découvertes anciennes. Couvertes de loess, elles sont constituées d'alluvions fines sur des alluvions grossières et ont livré des restes de mammouths laineux, mais aussi d'hippopotames (Kandler 1970).

Dans la zone axiale du graben, ces terrasses alluviales laissent place à des nappes alluviales superposées. Les alluvions sont ici immergées dans la nappe phréatique ce qui rend difficile la caractérisation du raccord entre ces deux types de formations et ne permet pas d'avancer d'hypothèses sur les causes de cette transition, changements paléogéographiques, paléoclimatiques ou néotectonique. Autour de Strasbourg, des intercalations argilolimoneuses et organiques sont présentes entre les nappes grossières. Un âge eemien a été proposé pour la plus récente (Dubois 1934 ; Geissert et al. 1976b ; Geissert 1979 ; Louguet 2005 ; Elsass et al. 2006 ; Ménillet, Wuscher 2017). Le classement lithostratigraphique et la chronologie des dépôts de ce secteur sont toutefois loin d'être établis, ce qui ressort nettement de la carte géologique, la terrasse d'Eschau étant considérée formée d'alluvions holocènes sur des alluvions du Pléistocène supérieur (Maire et al. 1971 ; Skrzypek et al. 2007), sans qu'aucune coupe ni âge numérique n'aient été proposés.

[2] L'altitude de la plaine actuelle sur la coupe d'Habsheim présentée par Kock et al. (2009) présente une erreur d'une dizaine de mètres. Elle se situe autour de 229 m NGF et non pas autour de 217 m NGF.

En surface de la plaine ello-rhénane, différentes nappes alluviales emboitées ont été distinguées en fonction du type de sol, plus ou moins évolué, qu'elles supportent (Hirth, 1971, Striedter, 1988). Ce découpage a été précisé récemment et inscrit dans trois grands ensembles morphosédimentaires définis en fonction de la pente et du style fluvial, secteur des tresses de Bâle à Neuf-Brisach, des tresses et anastomoses de Neuf- Brisach à Strasbourg et secteur aval des anastomoses et méandres naissants de Strasbourg à Lauterbourg (Schmitt et al. 2016). Le secteur médian apparaît particulièrement complexe et les études récentes ont montré que le Rhin migre vers l'est au cours de l'Holocène ancien et moyen et laisse place à une vaste zone marécageuse parcourue de chenaux ellans et de rivières phréatiques (Schmitt et al. 2016). Plus au nord, au sud de Strasbourg, l'Ill emprunte un train de méandres amples dont la dimension évoque l'action du Rhin, ce qui a incité Vogt (1992) à poser l'hypothèse d'une confluence avec le Rhin beaucoup plus méridionale jusqu'à l'Holocène récent. Si le détail des tracés des quatre cours d'eau qui confluent à Strasbourg, le Rhin, l'Ill, la Bruche et la Kinzig, n'a pas encore été restitué, de grandes tendances ont été dégagées grâce aux travaux menés par Nathalie Schneider (Inrap) à Strasbourg dans le cadre de l'archéologie préventive (Schwien, Schneider 1998 ; Borderie et al. 2020). Le sous-sol de la ville apparaît ainsi composé d'un ensemble de graviers recouverts par des limons. Les graviers évoquent des dépôts torrentiels et/ou une charge de fond dans les chenaux des paléolits-mineurs, tandis que les limons évoquent des épisodes de débordement, en marge des chenaux. Les premiers ont été datés grâce à la présence de bois. Les plus anciens ont livré des âges compris entre 11 300 et 9400 av. J.-C. sous la Place de l'Homme de Fer. Les plus récents se mettent en place entre 400 et 600 de notre ère en rive droite de l'Ill (Bateliers, Cour Saint-Nicolas). Les premières occupations archéologiques sur le toit de la séquence limoneuse donnent une idée de l'âge de sa mise en place. Elles sont datées entre 1400 et 1100 avant notre ère à l'Homme de Fer. Un rétrécissement de la bande active du Rhin au cours de l'Holocène ancien et moyen est donc noté. Il permet une individualisation progressive de la Bruche et de l'Ill, conditions indispensables au développement de la ville. Il faut enfin se référer au modèle morpho-sédimentaire et paléoenvironnemental élaboré au sud de Karlsruhe, entre Worms et Mainz, où trois grandes familles de méandres ont été mises en évidence sur la base de leurs formes, des sédiments associés et des sols qu'elles supportent (Bos et al., 2008 ; Dambeck & Thiemeyer, 2002 ; Erkens et al., 2009). La plus ancienne se met en place au Tardiglaciaire, continue à fonctionner durant le Dryas récent, avant de se modifier progressivement au cours du Boréal, avec une décroissance de la taille et du rayon des chenaux. La deuxième famille de méandres se développe vers la fin de l'Atlantique et est accompagnée de dépôt d'argiles et de limons argileux sombres (Dambeck & Thiemeyer, 2002 ; Bos et al., 2008). Le Subatlantique marque le passage à une troisième et dernière famille de méandres. Nettement moins sinueux, ces derniers sont associés à des sédiments plus grossiers, limono-sableux, et nettement moins organiques (Bos et al., 2008). Cette évolution est en grande partie contrôlée par des facteurs géomorphologiques, notamment l'établissement d'un profil d'équilibre longitudinal à l'échelle de la plaine du Rhin (Erkens et al., 2009). Les travaux encore inédits menés en Alsace par Laurent Schmitt, Ferréol Salomon, Claire Rambeau, Mubarak Abdulkarim et Frank Preusser dans le Ried Centre Alsace et entre Drusenheim et Seltz devraient bientôt offrir un modèle morphosédimentaire comparable pour la moitié sud du Fossé rhénan supérieur.

1.2.6. L'Homme comme facteur environnemental et géologique

L'impact des sociétés humaines au cours de l'Holocène a été approché par l'étude des pollens des tourbières et des lacs présents dans les massifs des Vosges et de la Forêt-Noire et sur leurs contreforts (e.g. Rösch 1992 ; Gouriveau et al. 2020). Jusqu'à 8500 cal BP, pins et noisetiers sont majoritaires, avant le développement d'une chênaie mixte dense avec orme, tilleul et frêne. Présente dès 7500 cal BP, la hêtraie se développe véritablement à partir de 4150 cal BP (2200 cal BC). Des activités agropastorales seraient identifiées deux à trois siècles avant le début du Néolithique, mais jusqu'à 4150 cal BP (2200 cal BC) leur impact reste ponctuel et limité (Gouriveau et al. 2020). Elles se développent au cours de l'âge du Bronze et deviennent le facteur écologique le plus important à partir de l'âge du Fer, à partir de 2750 cal BP (800 cal BC ; Gouriveau et al. 2020). Dans la plaine du Rhin, les enregistrements polliniques sont plus ponctuels, localisés dans les paléochenaux (Vigreux et al. 2011 ; 2012 ; Schmitt et al. 2016). Seuls les paléochenaux au sud de Karlsruhe ont fait l'objet d'une lecture synthétique et diachronique (Bos et al. 2008). Ils montrent que l'impact anthropique est perceptible dès le Néolithique, mais qu'il ne devient prégnant qu'au cours de l'âge du Bronze et surtout à partir de l'âge du Fer.

Dans les Vosges du Sud, le rôle des sociétés humaines dans les écosystèmes holocènes a été révélé à partir de l'étude des microcharbons présents dans des profils de sols du massif du Rossberg et du Hohneck, situés à 25 km l'un de l'autre (Goepp 2007). Quarante charbons ont été datés et permettent d'établir une chronolo-

gie des feux. Seules six dates couvrent la période de 20 400 à 5720 cal BC et seules quatre dates couvrent le Néolithique. Tous les autres âges obtenus sont postérieurs au début de l'âge du Bronze. La chronologie des deux massifs est différente, le massif du Hohneck étant marqué par des feux au Bronze ancien, au Hallstatt, au bas Moyen-Age et à l'époque moderne, alors que les charbons du massif du Rossberg sont datés du Bronze final, de la Tène, de la période gallo-romaine et du haut Moyen Âge. Ce diachronisme confirme le caractère anthropique de ces charbons. Les charbons proviennent de hêtres, de frênes et de sapins jusqu'au second âge du Fer période durant laquelle le genévrier est majoritaire, ce qui est interprété comme le passage de feux de défrichement à des feux d'entretien. Dans la plaine, l'évolution du couvert forestier a été étudiée à partir des charbons issus des rejets domestiques de dix-huit sites archéologiques du Néolithique ancien au Moyen-Age, principalement dans les collines loessiques du Kochersberg, mais aussi sur le cône de la Zorn, dans la basse vallée de la Fecht et dans la plaine du Rhin (Nocus 2014). La détermination des charbons a été complétée par une approche morphométrique et confrontée aux données de la carpologie, de la palynologie et de l'archéologie. Au Néolithique, le chêne est dominant dans les assemblages, ce qui traduit l'état de la végétation, mais aussi un choix des sociétés. Son taux de croissance, révélé par la taille des cernes du chêne, est faible, ce qui est interprété comme la conséquence de forêts relativement denses. Alors que le hêtre apparaît au cours de l'âge du Bronze, les spectres changent radicalement à partir de la fin du premier âge du Fer et témoignent d'un milieu ouvert, également révélé par l'augmentation de la taille des cernes. Au cours du second âge du Fer, à partir de 450 avant notre ère, ils témoignent d'agrosystèmes complexes avec notamment le développement des haies, l'exploitation des chênes par rejet de souches et des trajectoires socio-environnementales différentes en fonction des sites.

L'impact des sociétés humaines sur les paysages a surtout été étudié lors des opérations archéologiques préalables aux terrassements de la ligne à grande vitesse dans les collines loessiques du Kochersberg entre Strasbourg et Saverne. Deux vallons-secs ont fait l'objet de présentations détaillées (Schneider et al. 2014 ; Ertlen et al. 2014) et l'ensemble des données géoarchéologiques a été compilé (Schneider, Ertlen 2017). À Mittelhausen, dans le vallon du *Ungerbruchgraben*, les colluvions les plus anciennes, vers 3 m de profondeur, sont attribuées au Néolithique récent sur la base d'une datation radiocarbone obtenue sur pépin de sureau. L'essentiel du remblaiement est toutefois postérieur au premier âge du Fer (Ertlen et al. 2014). À Gingsheim, dans le vallon du *Gingsheimerbaechel*, l'instabilité du versant est révélée par des colluvions qui commencent à se mettre en place à la fin de l'âge du Bronze (Schneider et al. 2014). Les autres datations radiocarbones réalisées, une vingtaine, placent les paléosols et les dépôts organiques à la base des séquences dans l'Holocène ancien et moyen et les remblaiements minéraux dans l'Holocène récent, mais quatre ont livré des âges weichseliens (Schneider, Ertlen 2017), cela s'explique par la convergence des faciès des colluvions de l'Holocène récent avec ceux du Pléistocène et met en lumière la nécessité d'un cadre morphostratigraphique actualisé. Enfin, sur un versant situé sur rebord nord-ouest des collines loessiques du Sundgau à Habsheim, l'étude d'une dizaine de profils a montré qu'un luvisol a été presque entièrement tronqué entre le Néolithique et le Premier Âge du Fer (Froehlicher et al. 2016).

1.2.7. Synthèse et enjeux scientifiques

Les travaux menés dans le passé en Alsace montrent la grande mobilité des formations sédimentaires et des paysages durant les 130 000 derniers millénaires et la part croissante des sociétés humaines dans leur évolution au cours de l'Holocène. Pourtant, alors que les dépôts du Pléistocène supérieur et de l'Holocène du Fossé rhénan supérieur influent directement sur la profondeur de nappe phréatique et qu'ils constituent le seul indicateur pour apprécier le risque sismique, les profils stratigraphiques publiés restent très peu nombreux, malgré l'abondante littérature consacrée à la région. Si les opérations d'archéologie préventive menées durant les deux dernières décennies ont profondément modifié notre perception du sous-sol, elles se sont concentrées exclusivement sur l'Holocène et les données publiées sont très largement localisées autour de Strasbourg. Pour toutes ces raisons, il est encore difficile d'élaborer un schéma fonctionnel global des différents ensembles morphosédimentaires d'Alsace depuis 130 000 ans qui puisse compléter celui élaboré par Vogt (1992) pour le Cénozoïque et le Quaternaire de la région. Pour établir un tel schéma, il est d'abord nécessaire d'avoir un maillage suffisant de profils stratigraphiques bien datés et répartis sur l'ensemble de la région. La présentation de nouvelles coupes dans les principaux ensembles morphosédimentaires régionaux (Fig. 8) constitue ainsi le premier objectif de la thèse.

Chap. 2 : Matériel et méthodes

Pour (i) vérifier les limites des grands corps sédimentaires eemiens, weichseliens et holocènes et préciser leurs épaisseurs, (ii) définir et dater des horizons repères, en s'intéressant plus particulièrement aux paléosols, (iii) restituer les relations dynamiques des différents ensembles géomorphologiques et (iv) les interactions avec les sociétés humaines, le présent travail de thèse est basé sur des profils mis au jour par quatre loessières ou gravières en activité, deux fouilles programmées, quarante-quatre diagnostics archéologiques et quatorze fouilles préventives. Ce corpus est présenté dans la première partie du présent chapitre (2.1). Il est composé en grande partie par des successions loessiques qui constituent l'enregistrement continental le plus continu en Europe occidentale (chapitre 1) et qui sont utilisées pour construire un cadre chronostratigraphique. Ces dépôts sont également utilisés comme feuille de route pour étudier l'espace rhénan, leur localisation étant en partie liée aux dynamiques alluviales passées (chapitre 1). La démarche employée, basée sur des observations de terrain, des datations numériques, des analyses pédosédimentaires, notamment micromorphologiques, et des approches cartographiques, est présentée en seconde partie du chapitre (2.2).

2.1. Matériel

2.1.1 Les loessières et les gravières

Pour compléter l'étude des loess d'Achenheim « *Bossenrott* », située dans les collines loessiques du Kochersberg à l'ouest de Strasbourg (chapitre 1), deux autres carrières de loess exploitées par le groupe Wienerberger ont été étudiées. Elles sont situées dans les collines de l'Outre-Forêt au nord de la région, à Betschdorf et à Schaffhouse-près-Seltz.

À Betschdorf, le front de taille est long de près de 500 m pour 17 m de haut, accessible en cinq paliers (Fig. 22). Vingt-trois profils ont été nettoyés, photographiés et dessinés en 2016 pour comprendre la géométrie d'ensemble du gisement. Sept d'entre eux, situés sur le palier supérieur, exposaient une succession stratigraphique weichselienne, relativement massive et sans paléosols. En 2017, le recul du front de taille a mis au jour une séquence weichselienne nettement plus intéressante, avec plusieurs paléosols, une malacofaune abondante ainsi que des charbons. Deux grands profils supplémentaires ont donc été nettoyés, dessinés, décrits et échantillonnés (Fig. 23).

À Schaffhouse-près-Seltz, les fronts de taille sont irréguliers, discontinus et d'orientation différente (Fig. 24), ce qui est lié à la géométrie des couches qui oblige l'exploitant à adapter ses extractions pour ne pas mélanger les loess avec un horizon argileux ou un horizon à grosses poupées calcaires. Trente-sept profils ont été nettoyés, dessinés et photographiés en 2016 pour comprendre la géomorphologie du site (Fig. 25). Deux d'entre eux, les plus complets, ont été décrits et dessinés plus précisément et ont fait l'objet de prélèvements.

Plus nombreuses que les loessières, les gravières ont fait l'objet d'une approche ciblée. Surtout, au nord de la Hardt, les alluvions exploitées sont immergées dans la nappe phréatique et sont extraites à l'aide de dragueuses ; les coupes sont donc rares. Les gravières dans le cône de la Hardt ont ainsi été priorisées. Elles ont été visitées, d'amont en aval, à Sierentz, Sausheim et Ensisheim. Seule cette dernière présentait un profil susceptible d'être échantillonné et daté. Des gravières ont également été visitées dans les cônes de la Thur, à Cernay et Aspach, du Giessen, à Sélestat, et de la Zorn, à Brumath « *Herrenwald* ». Celles d'Aspach et de Sélestat



Fig. 22 : Vue générale de la carrière de Betschdorf.



Fig. 23 : Vue d'un des profils étudiés à Betschdorf pour documenter le Weichselien, avec la présence bienveillante de François Ménillet.



Fig. 24 : Vue générale de la carrière de Schaffouse-près-Seltz.



Fig. 25 : Vue du profil V de Schaffhouse-près-Seltz sous l'œil attentif d'Olivier Moine.

ne présentaient pas de profils exploitables. Celles de Cernay et de Brumath ont été levées et photographiées. Seule la première a pu être échantillonnée et datée, ce qui n'a pas été possible dans la seconde, Nonnenmacher, l'exploitant, n'ayant pas donné son autorisation.

2.1.2 Les fouilles programmées : Horbourg-Wihr et Mutzig

Localisé sur le flanc du champ de fractures qui délimite la basse Bruche à l'amont, le site paléolithique moyen de Mutzig (Fig. 26) a été découvert fortuitement en 1992 lors de travaux d'aménagement d'une maison individuelle dans une séquence de sables et de blocs, au pied de l'escarpement rocheux du Felsbourg façonné dans des grès mésozoïques. Sa découverte a été suivie par plusieurs séries de sondages et de prospection pour vérifier son extension qui s'étend sur plus d'une centaine de mètres (voir Koehler et al. 2016 pour un historique des recherches). À l'issue de ces travaux, le projet de construction sur le secteur le plus dense, environ 5000 m^2, a été gelé et le terrain a été inscrit à l'inventaire supplémentaire des monuments historiques en 1996, puis racheté par le conseil départemental du Bas-Rhin et la direction régionale des Affaires culturelles d'Alsace en 2007. Depuis 2009, il fait l'objet d'une fouille programmée. Une première étude géoarchéologique a été menée au début de la fouille (Guélat et Rentzel 2009 in Detrey 2009) suivie d'une étude micromorphologique (Pümpin in Koehler et al. 2013). Les coupes étaient dessinées par les archéologues d'après photographie (Koehler et al. 2013), jusqu'à ma participation à partir de 2014.

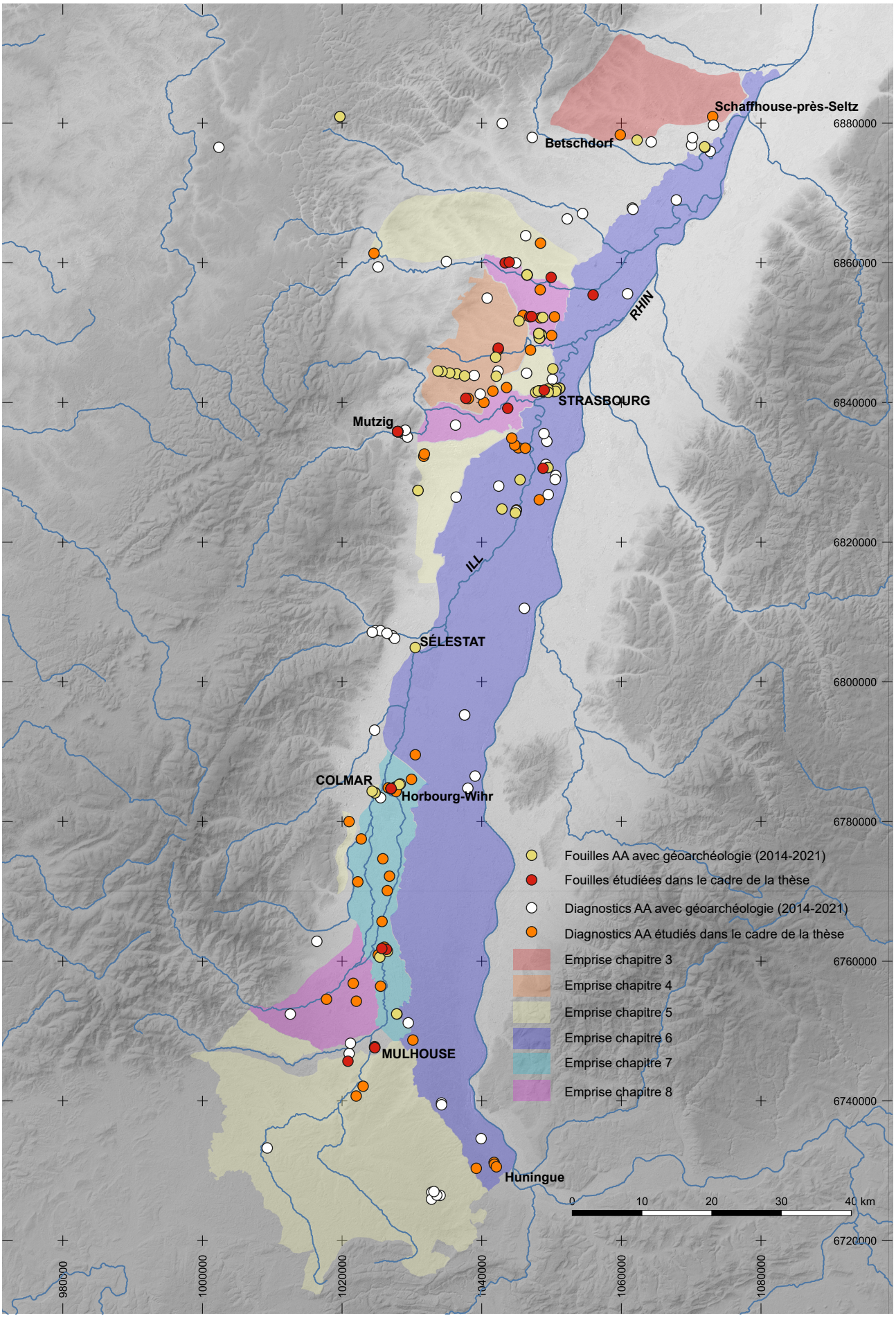


Fig. 26 : Carte de localisation des profils étudiés dans le cadre de la thèse, des opérations d'Archéologie Alsace ayant fait l'objet d'une étude géoarchéologique de 2014 à 2021 et des emprises des différents chapitres du doctorat.

Située dans la partie aval de la vallée de l'Ill, peu avant son arrivée dans la plaine du Rhin, en limite nord du cône de la Hardt, Horbourg-Wihr est une agglomération antique se développant à partir du premier quart du Ier siècle de notre ère. Elle s'étend sur plus d'une centaine d'hectares et connaît son apogée durant la seconde moitié du second siècle de notre ère. Son cœur est fortifié vers la fin du IVe siècle avec l'érection d'un *castellum*. Son abandon au début ou au cours du Ve siècle est encore mal daté. Elle est réoccupée à partir du VIIe siècle, constitue le siège d'une puissante seigneurie au Xe siècle et se situe au cœur des possessions wurtembergeoises en Alsace du XIVe au XVIIIe siècle (Fuchs et al. 1996 ; Higelin 2016). L'ensemble des découvertes et la bonne conservation des niveaux antiques grâce à leur recouvrement par des alluvions expliquent l'intérêt porté à ce site depuis la fin du XIXe siècle (Fuchs et al. 1996). Un programme de recherche a été monté en 2016 à partir d'une fouille programmée menée au 50 Grand-Rue (e. g. Roth-Zehner et al. 2016). En parallèle, plusieurs opérations d'archéologie préventive sont menées chaque année.

2.1.3 Diagnostics archéologiques et fouilles préventives

Les travaux d'archéologie préventive ont été systématisés par la loi de 2001 et se font en deux temps. Le diagnostic archéologique, qui consiste à sonder environ 10% des terrains qui vont être aménagés, constitue la première étape. Il est considéré comme un service public, réservé dans un premier temps à l'Institut National de Recherches Archéologiques Préventives (Inrap). La loi de 2003 a ouvert l'exercice aux collectivités territoriales, qui sont prioritaires dans le choix des diagnostics qu'elles souhaitent réaliser. Ainsi, en Alsace, hormis en 2015, l'écrasante majorité de ces opérations est réalisée par Archéologie Alsace qui traite les projets des collectivités territoriales et ceux qui présentent le plus fort intérêt économique, en général les plus vastes (Tab. 1). En cas de découvertes archéologiques, une fouille peut être prescrite par l'État et ses services régionaux de l'archéologie (SRA) des directions régionales des affaires culturelles (DRAC). Cette seconde étape a été ouverte à la concurrence par la loi de 2003.

Année	PAIR/Archéologie Alsace		Inrap	
	Nombre d'arrêté	*Superficie en m²*	*Nombre d'arrêté*	*Superficie en m²*
2014	27	1 063 466	50	672 703
2015	21	947 544	76	1 259 303
2016	50	5 061 378	68	3 029 173
2017	58	1 458 033	56	507 728
2018	43	1 142 855	56	477 911
2019	57	2 838 632	87	829 840

Tab. 1 : Nombre d'arrêtés de diagnostics prescrits par année de référence et répartition par opérateur (sources : https://www.archeologie.alsace/fr/le-service/rapports-dactivite.html).

Les diagnostics obéissent plus ou moins à un standard national. Ils concernent des surfaces comprises entre quelques centaines de mètres carrés et plusieurs dizaines d'hectares. En Alsace, ils consistent à ouvrir à la pelle mécanique des tranchées larges de 3 m, longues de 25 m, séparées de 10 m, implantées en quinconce sur des rangées espacées de 15 m et généralement de moins de 1,3 m de profondeur. Depuis 2014, un nombre variable de sondages de 2 à 4 m de profondeur est ouvert dans les loess et les graviers, environ un par hectare, lors de chaque diagnostic réalisé par Archéologie Alsace. Le contournement ouest de Strasbourg (COS) (Boisseau 2017 ; Carbillet 2017 ; Croutsch et al. 2017 ; Michler 2017 ; Steiner 2017 ; Schneikert et al. 2019), les loessières de Betshdorf (Steiner, Wuscher 2017), d'Achenheim (Bachellerie 2018) et de Schaffhouse-près-Seltz (Wuscher 2018) et plus récemment le diagnostic de Dachstein (Croutsch, Houssier 2020) ont, quant à eux, fait l'objet d'une prescription spécifique du SRA pour les sondages profonds, avec un espacement de 50 m réduit à 25 m en cas de découverte d'indices archéologiques, une surface au sol d'au moins 10 m² et l'emploi d'une pelle mécanique « girafe » avec un bras rallongé. Pour le COS, les profondeurs des sondages ont été établies par la cote de fond du projet communiquée par l'aménageur. Pour les loessières, exploitées sur plus de 15 m, plus profondément que la longueur du bras de la pelle girafe, les diagnostics ont été définis par la capacité de la pelle mécanique. Au final, les levés stratigraphiques réalisés lors de quarante-quatre diagnostics, couvrant 465 ha, ont été utilisés pour la présente thèse (Fig. 26 et Tab. 2). Les informations archéologiques associées sont tirées de rapports, dont les références sont systématiquement données au début des présentations.

Département	Commune	Lieu dit	Code	Responsable	Surface (m²)	Année
Bas-Rhin	Achenheim	Hirschberg	6290	Leprovost	24500,84	2015
Bas-Rhin	Achenheim	Bossenrott	16845	Bachellerie	17339,77	2017
Bas-Rhin	Betschdorf	Schlittweg	16739	Steiner	37927,40	2017
Bas-Rhin	Brumath	Herrenwald	6212	Schneikert	47313,38	2015
Bas-Rhin	Contournement Ouest de Strasbourg	COS 2	6642	Schneikert	758909,93	2017
Bas-Rhin	Contournement Ouest de Strasbourg	COS4	6640	Croutsch	657989,31	2017
Bas-Rhin	Contournement Ouest de Strasbourg	COS6	6643	Steiner	837072,69	2017
Bas-Rhin	Eckwersheim	Auf die Niedermatten	7136	Croutsch	26269,73	2018
Bas-Rhin	Erstein	Untergasse	6281	Schneikert	42127,08	2015
Bas-Rhin	Holtzheim	Joffre	4875	Steiner	230817,79	2015
Bas-Rhin	Mundolsheim	Quartier du Parc	6637	Vauthier	81995,32	2016
Bas-Rhin	Niederschaeffolsheim	Rebgarten	7158	Croutsch	19024,00	2019
Bas-Rhin	Nordhouse	Ramschlag	6527	Croutsch	115362,75	2018
Bas-Rhin	Reichstett	ZAC Entrée Nord	6546	Habasque	71557,99	2016
Bas-Rhin	Rosheim	ZAC du Fehrel	6273	Koziol	150235,18	2015
Bas-Rhin	Schaffhouse-près-Seltz	Muld	6843	Wuscher	29372,86	2017
Bas-Rhin	Steinbourg	Birkenfeld	7093	Chosson	14752,99	2018
Bas-Rhin	Weyersheim	Rorh	6289	Chosson	113291,21	2015
Bas-Rhin	Wolfisheim	Les Vergers du Fort	7198	Croutsch	25375,00	2019
Bas-Rhin	Geispolsheim	Rocade Sud	6003	Schneikert	311829,62	2015
Haut-Rhin	Bischwihr	Kleinwoerth	6724	Bachellerie	9362,08	2017
Haut-Rhin	Eguisheim	Parking de la Mairie, Grand'Rue	6803	Bachellerie	8996,09	2017
Haut-Rhin	Ensisheim	ZAID 3	6441	Roth-Zehner	275079,83	2016
Haut-Rhin	Herrlisheim-près-Colmar	Ziegelgarten	6541	Koch	1231,35	2016
Haut-Rhin	Hésingue	Liesbach	6325	Schneickert	16355,06	2016
Haut-Rhin	Hésingue	Kirchhoelzle, Spielmann et Niederen Grut	6732	Vauthier	113067,77	2017
Haut-Rhin	Horbourg-Wihr	19 Grand Rue	6846	Schneikert	4558,32	2017
Haut-Rhin	Horbourg-Wihr	Rue des écoles	6800	Schneikert	1369,28	2017
Haut-Rhin	Horbourg-Wihr	Abattoir	7057	Schneikert	10817,90	2018
Haut-Rhin	Horbourg-Wihr	Rue des écoles	6858	Schneikert	1283,02	2017
Haut-Rhin	Horbourg-Wihr	4 rue de Mulhouse	6740	Bolly	15660,00	2017
Haut-Rhin	Meyenheim	Grundfeld	6331	Abert	44664,17	2015
Haut-Rhin	Niederentzen	Hinten am Dorf	6683	Bolly	45023,82	2017
Haut-Rhin	Niederhergheim	Mittlere Allmende	6563	Schneickert	112973,98	2016
Haut-Rhin	Oberhergheim	Elben	6489	Chosson	61581,66	2015
Haut-Rhin	Pulversheim	Ochsenweidle	5961	Schneickert	20808,73	2016
Haut-Rhin	Riedwihr	Oberfeld	6722	Bachellerie	25498,81	2017
Haut-Rhin	Rixheim	Wildschweinacker	6484	Schneikert	24283,91	2015
Haut-Rhin	Ruelisheim	Les Jonquilles	6802	Blondeau	26082,56	2017
Haut-Rhin	Hésingue	Technoport	6677	Vauthier	31467,03	2017
Haut-Rhin	Wittelsheim	Hohmatten	6769	Bachellerie	96980,67	2017
Haut-Rhin	Wittenheim	Auf den Wald	6383	Schneickert	68605,80	2015
Haut-Rhin	Zillisheim	Unter der Hart	6947	Bolly	12684,51	2017
Haut-Rhin	Zillisheim	Hohrain	6040	Bolly	11774,23	2017
				Total :	4653275,42	

Tab. 2 : Listes des opérations de diagnostics archéologiques étudiées dans le cadre de la thèse.

Département	Commune	Lieu dit	Code	Année	Surface (m²)	Responsable	Période	Datation
Bas-Rhin	Bernolsheim	Plateforme d'activité (PDA)	5985	2014	72095	Leprovost	Néolithique, Protohistoire, Antiquité	Mobilier archéologique
Bas-Rhin	Geudertheim	Heiligenhausel II	6260	2014	5464	Rault	Protohistoire	Faciès
Bas-Rhin	Strasbourg	Rue Martin Bucer	6218	2014	148	Werlé	Moyen-Âge	OSL
Haut-Rhin	Ensisheim	Reguisheimerfeld	5785	2015	11240	Koziol	Moyen-Âge	Mobilier archéologique, OSL
Haut-Rhin	Mulhouse	Cour de Lorraine	6417	2015	1726	Vuillemin	Moyen-Âge, Moderne	Mobilier archéologique, radiocarbone
Bas-Rhin	Weyersheim	Rohr	6465	2015	16182	Rault	Néolithique, Protohistoire	Mobilier archéologique, radiocarbone
Haut-Rhin	Ensisheim	Reguisheimerfeld	5943	2016	5050	Pierrevelcin	Protohistoire	Mobilier archéologique
Bas-Rhin	Erstein	Route de Kraft	6397	2016	17640	Abert	Protohistoire, Moyen-Âge	Mobilier archéologique
Bas-Rhin	Holtzheim	Joffre	016555	2016	15978	Pierrevelcin	Néolithique, Protohistoire, Antiquité	Mobilier archéologique, OSL
Haut-Rhin	Horbourg-Wihr	50 Grand Rue	016598	2016	377	Roth-Zehner	Antiquité	Mobilier archéologique, radiocarbone
Bas-Rhin	Eckwersheim, Vendenheim	Muehlbach	016806	2017	16850	Croutsch	Néolithique, Protohistoire, Antiquité	Mobilier archéologique, radiocarbone
Haut-Rhin	Ensisheim	Reguisheimerfeld	016774	2017	156072	Roth-Zehner	Néolithique, Protohistoire, Antiquité	Mobilier archéologique, radiocarbone, OSL
Bas-Rhin	Ernolsheim-Bruche	COS 2.7	016940	2018	53328	Cony	Néolithique, Protohistoire	Mobilier archéologique
Bas-Rhin	Eschau	Neuhard	016914	2018	16030	Habasque-Sudour	Moyen-Age, Modern	Mobilier archéologique, OSL
Bas-Rhin	Pfulgriesheim	COS 4.3	016899	2018	3748	Bachellerie	Paléolithique moyen	OSL
Bas-Rhin	Mutzig	Rain	017316	2019	268	Koehler	Paléolithique moyen	OSL

Tab. 3 : Listes des opérations de fouilles archéologiques préventives étudiées dans le cadre de la thèse.



Fig. 27 : Bischoffsheim « 22 rue Sans soucis », vue des décaissements réalisés pour la construction d'un petit ensemble résidentiel.

Les sondages réalisés lors des fouilles préventives obéissent à un cahier des charges du SRA, plus ou moins détaillé, dicté par l'agent en charge du dossier. Dans un contexte de marché concurrentiel, chaque opérateur d'archéologie préventive présente un projet scientifique d'intervention avec des moyens dédiés validés par le SRA. Les géoarchéologues sont parfois consultés lors de l'établissement des cahiers des charges et des PSTI. Dans les cas où l'intérêt de la succession stratigraphique a été sous-évalué, il est parfois possible de trouver des moyens complémentaires, toujours tributaires de la bonne volonté du responsable d'opération, du chef de service de l'opérateur et du SRA. Au final, les successions stratigraphiques de quatorze fouilles préventives ont été utilisées pour la présente thèse (Tab. 3). Comme pour les diagnostics, les informations archéologiques sont tirées de rapports dont les références sont indiquées systématiquement à chaque présentation de site.

2.1.4 Suivi de travaux

Seule une partie des travaux d'aménagement du territoire fait l'objet d'un diagnostic archéologique. Sa proportion exacte est difficile à apprécier, environ 25 % au début des années 2010 (Collart 2012). Il est donc nécessaire de porter un œil attentif sur l'ensemble des décaissements réalisés quotidiennement. En Alsace, cette veille a permis de documenter les successions stratigraphiques de Bischoffsheim « 22 rue Sans soucis » (Fig. 27) et d'Osenbach « *Pfaffenheimer Trank* ».

2.2. Méthodes

2.2.1 Nettoyage, dessin et relevé

Le nettoyage des coupes constitue le volet fondamental de l'élaboration d'un cadre stratigraphique et c'est sur lui que s'appuient les hypothèses chronologiques, les stratégies de prélèvement, ainsi que la plupart des conclusions pédosédimentaires. Il débute par un rafraîchissement et un lissage de profils les plus larges possibles avec une bêche affûtée, une pelle américaine, une rasette à étrier et une truelle (Fig. 28). Cette première étape permet de mettre en évidence les couleurs, les textures, les inclusions, la répartition des éléments grossiers (alignés ? distribués de façon homogène ?) et les variations latérales de faciès. Le profil est ensuite dessiné à 1/50e pour avoir la géométrie d'ensemble à l'aide d'un axe horizontal matérialisé par un fil élastique (Fig. 29). Des levés plus détaillés, 1/20e ou 1/10e, de certains tronçons du profil permettent de restituer les particularités et servent de support aux descriptions. Des photographies d'ensemble et des vues rapprochées permettent de compléter le dessin. Après le dessin et les photographies, une description exhaustive du profil est réalisée, notamment à partir de l'arrachage de mottes dans la coupe pour avoir une vision en trois dimensions des couches et mettre en évidence les traits liés à l'activité biologique et la structure pédologique (agrégations, revêtements argileux…).



Fig. 28 : Nettoyage en cours d'un des profils de Schaffhouse-près-Seltz par un gilet-jaune (photographie : Olivier Moine).

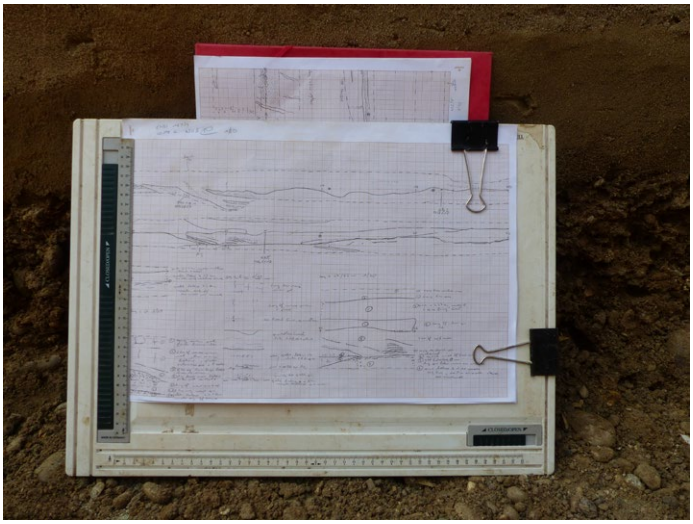


Fig. 29 : Vue de l'un des dessins réalisés à Ensisheim.

Dans les loess weichseliens, certaines nuances de couleur entre différents horizons sont parfois très faiblement exprimées. Elles vont apparaître en fonction de l'exposition, de l'ensoleillement ou d'un séchage différentiel. Les dessins de Schaffhouse-près-Seltz ont donc été complétés ou légèrement modifiés d'après photographies, modifiés ou non avec des filtres, au moment de leur mise au propre.

Lors des fouilles programmées, les coupes s'élargissent et s'approfondissent lentement d'une année sur l'autre au fur et à mesure de l'avancement des fouilles. Ainsi, en 2014 à Mutzig, une grande coupe a été levée manuellement et corrélée avec la coupe levée en 2009 pour mieux prendre en compte la répartition et l'orientation des éléments grossiers, graviers, cailloutis et blocs, et pour dégager une vue d'ensemble du gisement dès le terrain. Durant l'été 2019, deux coupes sagittales ont été dessinées pour enregistrer les nouvelles informations stratigraphiques mises au jour depuis 2014. La première reprend celle levée et présentée en 2014. La seconde est située en limite orientale de la zone E, à l'est de la fouille. Elles ont été levées à partir de clous fichés dans la roche pour pouvoir être complétés dans les années à venir. À Horbourg-Wihr, la densité moindre des vestiges archéologiques a permis le creusement d'une coupe recoupant l'intégralité de la succession stratigraphique jusqu'aux graviers lors de la première campagne de fouille programmée en 2016, ce qui a permis d'orienter les campagnes des années suivantes. Lors des fouilles préventives, les méthodes sont les mêmes, mais elles sont mises en œuvre en une fois, avant la destruction des vestiges par les aménagements. En outre, comme nous l'avons vu, elles sont ici liées à des documents administratifs, cahiers des charges du SRA et projets des opérateurs, dictés dans un système économique concurrentiel. Le plus souvent, elles prennent place durant les mois d'hiver, dans la pluie, la neige et la boue, pour gêner le moins possible les entreprises de travaux publics.



Fig. 30 : Possibilité d'une approche en trois dimensions lors du creusement d'une coupe par Louise Woelfli lors de la fouille d'Ensisheim.

Les observations pédosédimentaires menées lors des diagnostics démarrent quant à elles dès l'ouverture des sondages à la pelle mécanique, dont les passes fines à plat peuvent mettre à jour des structures sédimentaires, périglaciaires ou pédologiques. Elles sont poursuivies par l'examen des fonds de tranchées. Au fur à mesure des ouvertures, les profils de chaque tranchée font l'objet d'un relevé par les archéologues qui y positionnent les vestiges et les mobiliers archéologiques. Les géomorphologues décrivent quant à eux toutes les unités stratigraphiques rencontrées à partir de profils de référence dont le nombre est fonction de la variabilité du sous-sol des parcelles investies. Dans le cas particulier des sondages « à la girafe », les descriptions s'effectuent à partir de mottes de sédiments prélevées avec le godet de la pelle mécanique. Le temps manque généralement pour un échantillonnage pédosédimentaire complet des profils ouverts lors des diagnostics, d'autant qu'aucun crédit n'est alloué pour des analyses ou des datations à cette étape. Des prélèvements pour datations et quelques échantillons sédimentaires ont toutefois été régulièrement collectés, en vue d'un financement par un programme de recherche. La possibilité d'une approche en trois dimensions, à même de mettre en évidence les variations latérales de faciès, avec un positionnement très précis des vestiges archéologiques constitue l'intérêt majeur des fouilles et des diagnostics (Fig. 30).

2.2.2 Échantillonnage

Des échantillons ont été prélevés pour caractériser les sédiments et les paléosols. Ils visent à préciser l'origine et les dynamiques de mise en place des dépôts, à caractériser les paléosols et à interroger les spécificités pédosédimentaires des différentes formations géomorphologiques. Ils sont de deux types : prélèvements en vrac de 200 à 300 g et blocs orientés d'environ 10 x 10 x 15 cm. Les premiers visent à mesurer la granulométrie, la calcimétrie, le carbone et la susceptibilité magnétique. Certains d'entre eux ont aussi servi à étudier la minéralogie des argiles. Les seconds sont utilisés pour la fabrication des lames minces. De grands volumes de sédiments, 10 litres, ont été prélevés en parallèle des échantillons sédimentologiques dans certains sites pour des études malacologiques et des datations de granules de lombrics. Ces dernières sont menées par Olivier Moine en parallèle de la présente thèse.

Pour établir une chronostratigraphie synthétique régionale de référence à partir des séquences loessiques de Schaffhouse-près-Seltz, Betschdorf et Pfulgriesheim, les échantillons en vrac de 200 à 300 g ont été prélevés en continu tous les 5 cm, en parallèle des prélèvements de volumes de 10 l (Fig. 31). Un peu plus de trois cents échantillons ont ainsi été prélevés (Tab. 4). Cet échantillonnage continu a été complété par quelques prélèvements plus précis et plus ciblés. Ainsi, des prélèvements d'épaisseur millimétrique ont été réalisés dans les lamines sableuses de Betschdorf, de Schaffhouse-près-Seltz et de Pfulgriesheim. À Schaffhouse, cinq échantillons ont également été prélevés dans les horizons du sol développé à la surface des loess et un autre dans le tuf volcanique exposé par le profil I.1.



Fig. 31 : Localisation des échantillons avant prélèvement du profil I de Pflulgriesheim. À gauche des profils, l'entaille a été réalisée pour arracher des mottes et avoir une vision en trois dimensions afin de mettre en évidence la structure pédologique (agrégations, bioturbation, revêtements argileux…). Au centre du profil, les traits constituent les limites de la colonne continue pour les échantillons en vrac de 200-300 g et pour les échantillons en vrac de 10 l pour la malacologie et les granules de lombrics. Les rectangles correspondent aux blocs micromorphologiques et les croix aux tubes OSL. Sur le profil du haut, une des colonnes a à être dégagée pour faciliter le prélèvement.

Commune	Site	Echantillons vrac colonne(s) continue(s)	Echantillons vrac colonne(s) ponctuels	Blocs orientés micromorphologie	Datations OSL	Datations radiocarbone
Schaffhouse-près-Seltz	Muld	155	5	11	6	15
Betschdorf	Schlittweg	61			7	2
Pfulgriesheim	Grasweg	132	2	25	6	2
Strasbourg	Rue Martin Bucer				2	
Bischoffsheim	Rue Sans-Soucis		7	6	2	
Morschwiller	Parc des collines			6	4	
Ensisheim	Hardtacker				1	
Geispolsheim	Rocade Sud		13		4	
Eschau	Neuhard				2	
Weyersheim	Rohr					4
Ensisheim	Reguisheimerfeld		2	6	11	12
Horbourg-Wihr	50 Grand Rue					1
Horbourg-Wihr	Abattoir				2	
Horbourg-Wihr	Rue des écoles				1	
Mulhouse	Cour de Lorraine					1
Meyenheim	Grunfeld					2
Cernay	Croisière				2	
Mutzig	Rain		51			
Holtzheim	Joffre		4		4	
Vendenheim	Isperlach				3	
Vendenheim	Muehlbach					3
Reichstett	ZAC Entrée Nord				1	

Tab. 4 : Liste des échantillons prélevés par site, par profil et par type.

Pour les sites loessiques aux successions stratigraphiques moins continues que celles de nos trois sites de référence, quelques échantillons de vrac plus ponctuels ont été prélevés dans les grandes unités pour caractériser la variabilité régionale. Dans cette perspective, quinze échantillons ont également été prélevés dans les loess anciens et les marnes oligocènes de Kolbsheim à partir d'un carottage réalisé par le groupe Vinci avant les travaux du COS. En domaine alluvial, les dépôts de plaine d'inondation peuvent présenter des enregistrements relativement continus susceptibles d'être comparés aux remplissages des paléochenaux étudiés jusqu'à présent en Alsace (Schmitt et al. 2016 ; Ertlen, Schneider 2018). Ils ont donc fait l'objet de deux colonnes continues dans la vallée de l'Ill à Ensisheim et dans la plaine du Rhin à Weyersheim qui ont été mis en réserve. Dans les dépôts de pente, par nature très discontinus, l'échantillonnage a été réalisé par unité et par faciès. Ainsi, à Mutzig, les échantillons prélevés en 2014 ont été positionnés au plus près des lamines vues sur le terrain. Leur épaisseur est comprise entre quelques millimètres et deux centimètres. Les faibles volumes prélevés s'expliquent par la volonté de s'adapter au mieux à l'épaisseur des unités, mais aussi par souci de ne pas trop déstructurer les coupes d'un site archéologique très riche en mobilier lithique et en faune. Mais, au final, le volume des huit échantillons prélevés en 2015 s'est révélé insuffisant pour compléter la courbe de la susceptibilité magnétique et celle du carbone organique. Des prélèvements complémentaires sont donc nécessaires.

Les blocs orientés pour la caractérisation des grandes phases de pédogenèse ont été positionnés dans les paléosols des séquences loessiques les plus complètes, à Schaffhouse-près-Seltz et Pfulgriesheim, et dans un luvisol développé à la surface des loess de Schaffhouse-près-Seltz (Fig. 31 et Fig. 32). Ils ont été complétés par la séquence de Bischoffsheim échantillonnée de la même manière pour apprécier la variabilité de la couverture pédosédimentaire, notamment à l'Eemien et au Début Glaciaire weichselien. Enfin des blocs orientés ont été prélevés dans les différentes unités de la succession stratigraphique de la plaine de l'Ill à Ensisheim, pour caractériser les grandes phases de pédogenèse tardiglaciaire et holocène.

Pour dater les couches dont la teneur en radiocarbone ^{14}C est mesurable, donc postérieures à 50 ka, les petits charbons identifiés sur le terrain ont été privilégiés et ont été isolés. Pour les couches les plus anciennes et celles dans lesquelles aucun fragment organique n'a été mis en évidence, des tubes en polychlorure de vinyle (PVC) ont été utilisés pour protéger les sédiments de la lumière et permettre des datations par luminescence stimulée optiquement (OSL). Ils sont accompagnés systématiquement de deux échantillons de 800 g de sédi-



Fig. 32 : Position des blocs orientés pour l'étude micromorphologique du sol développé à la surface des loess weichselien de Schaffhouse-près-Seltz.



Fig. 33 : Vue d'un des tubes prélevés pour les datations par luminescence stimulée optiquement. L'échantillon à l'abri de la lumière est toujours accompagné d'un échantillon de 800 g prélevé en vrac dans un rayon de 20 cm autour du tube (zone piquetée sur la photographie) pour mesurer la dosimétrie qui servira à calculer l'âge du sédiment du tube.

ments prélevés en vrac dans un rayon de 20 cm autour du tube. Ces échantillons complémentaires permettent de mesurer respectivement la dosimétrie et l'humidité, des valeurs nécessaires au calcul de l'âge (Fig. 33). L'âge de l'échantillon étant fonction de la radioactivité et donc de la nature des sédiments voisins, il est indispensable de placer le tube de prélèvement au milieu d'une couche homogène et non pas au contact d'unités différentes.

2.2.3 Corrélations et datations à partir des vestiges archéologiques

Corrélations de proche en proche

L'approche lithopédostratigraphique, inspirée des travaux de Jean Sommé, Pierre Antoine et Laurent Deschodt (Antoine 1990 ; Deschodt 2014 ; Sommé 1977), est basée sur la construction de stratotypes, site après site, en partant du plus récent au plus ancien, en notant scrupuleusement les variations latérales de faciès et en s'attachant à inscrire les observations pédosédimentaires dans le relief actuel pour tenter de mettre en évidence les reliefs anciens. Elle consiste à définir des horizons repères de valeur micro-régionale ou régionale, à identifier les hiatus et à détecter les grandes phases de l'histoire géologique récente, notre interglaciaire, le glaciaire weichselien, l'interglaciaire eemien, les glaciaires et interglaciaires plus anciens et le substrat. Les horizons repères servent dans un second temps à corréler les séquences de proche en proche.

Les loess constituent le matériel idéal pour une approche lithopédostratigraphique du fait de leur forte sensibilité aux processus périglaciaires et à la pédogénèse (Sommé 1977). Par ailleurs, leur texture et leur composition minéralogique relativement constantes réduisent le nombre de facteurs de contrôle de la pédogénèse au climat, à la végétation, à la position topographique et au drainage. De fait, l'approche lithopédostratigraphique prend en compte la notion pédologique de catena, c'est-à-dire que sur un substrat identique et une même ambiance bioclimatique, les sols vont se différencier en fonction de leur position topographique conditionnant leur sensibilité à l'érosion et leur drainage. Ainsi, les gleys de toundra, qui sont présents à différents moments du Pléistocène et du Weichsélien (chapitre 1) sont utilisés avec précaution pour établir des corrélations.

Dans les dépôts de pente ou en domaine alluvial, l'exercice est plus compliqué, les successions stratigraphiques étant caractérisées par d'importantes variations latérales de faciès et les processus étant largement contrôlés par les caractères lithologiques et géochimiques des bassins-versants.

Datation à partir des vestiges archéologiques

Pour l'Holocène, l'approche lithopédostratigraphique et les corrélations de proche en proche sont étayées par la présence de mobilier archéologique. Ce dernier fait toujours l'objet d'une approche taphonomique pour révéler sa dynamique de mise en place (érosion d'un site archéologique en amont, bioturbation, amendement agricole…). La typochronologie des objets, céramiques et objets métalliques des grandes périodes archéologiques, est bien établie à partir du Néolithique et a été confortée par plusieurs centaines de datations absolues dans des sites aux successions stratigraphiques claires. Elle l'est moins pour les objets en pierre taillée, qui constituent souvent des fossiles directeurs difficiles à manier en l'absence d'autres indices. En revanche, pour le Weichselien, il est possible d'utiliser des indicateurs biostratigraphiques qui permettent de distinguer la période des glaciaires précédents ou de l'Holocène. *Mammuthus primigenius* qui apparaît à la fin de la glaciation saalienne et qui est absent sous nos latitudes durant l'interglaciaire eemien en est l'exemple le plus emblématique.

L'approche lithopédostratigraphique et les corrélations de proche en proche sont confortées par des datations numériques selon plusieurs méthodes.

2.2.4 Datation numérique

Toutes les datations ont été réalisées par des prestataires extérieurs. Les principes et grands traits des différentes méthodes sont exposés ici. Les protocoles détaillés sont exposés dans les rapports d'analyse présentés en annexes.

Datation radiocarbone

La datation par radiocarbone est une des méthodes les plus couramment utilisées en géoarchéologie. Elle est basée sur le ^{14}C, un isotope radioactif du carbone formé par le rayonnement cosmique dans l'atmosphère et accumulé dans les matières carbonées (végétaux, os, carbonates de calcium…) au cours de leur formation. Instable, le ^{14}C se désintègre au cours du temps et sa concentration est utilisée pour dater. Il peut être mesuré de deux manières. La plus ancienne, longtemps la plus courante, a consisté à mesurer la radioactivité de l'échantillon, c'est-à-dire à compter les désintégrations en cours. La plus récente, qui tend à devenir majoritaire, sépare les différents isotopes du carbone à l'aide d'un spectromètre de masse et l'âge est établi à partir de la proportion de ^{14}C encore dans l'échantillon. Son avantage réside dans la taille réduite des échantillons mesurables, à partir de 0,5 g, ce qui permet notamment des traitements, physiques ou chimiques poussés avant la mesure, pour enlever un maximum de polluants susceptibles d'altérer la datation (e. g. Evin 2002).

La production en ^{14}C dans l'atmosphère n'a pas été constante au cours du temps. La relation liant la concentration initiale en ^{14}C n'est donc pas linéaire. Les âges dérivés de cette relation, dits « âge radiocarbone », sont exprimés par rapport à 1950, i.e. *before present* (BP). Ils sont donnés sans unités de temps, la durée des « années radiocarbones » étant variable. L'échelle des âges radiocarbone doit donc être calibrée à partir d'autres méthodes de datation, ce qui a permis l'établissement de courbes de calibration (e. g. Fontugne 2002). Ces dernières se basent pour les quinze derniers millénaires sur la dendrochronologie et la comparaison du comptage des cernes avec leur teneur respective en ^{14}C. Pour les périodes plus anciennes, elles sont obtenues par comparaison avec les âges U/Th obtenus sur coraux. Nos travaux utiliseront la dernière courbe de calibration publiée en 2020 et qui permet de remonter à 55 ka BP (Reimer et al. 2020). Les âges non calibrés sont toutefois systématiquement présentés pour permettre leur recalibration future avec d'autres courbes.

La majorité des charbons et fragments de bois datés par le radiocarbone (n = 11, Tab. 4) ont été préalablement déterminés, les premiers par Manon Cabanis (Inrap et UMR6042 Géolab) et Alexa Dufraisse (Museum national d'Histoire naturel), les seconds par Willy Tegel (Chair of Forest Growth Faculty of Environment and Natural Resources University of Freiburg). Des datations radiocarbones ont également été réalisées à partir

de granules de lombrics, des concrétions calcaires de 0,5 à 1 mm de diamètre secrétées dans leur tube digestif (Becze-Deàk et al. 1997 ; Canti 2008 ; Prud'homme 2017). Elles sont réalisées à partir de 25 à 30 g de carbone extrait des carbonates de lots composés chacun d'une vingtaine de granules (Moine et al. 2017). Enfin, quelques lots de coquilles de mollusques ont été utilisés. Pendant longtemps, ces matériaux ont été considérés comme impropres à la datation du fait de l'incorporation importante de carbonates détritiques lors de la formation des coquilles (Evin 2002), notamment par les grandes espèces. Des travaux récents ont toutefois montré l'intérêt d'une telle approche, avec des gammes d'erreur relativement négligeables (Pigati et al. 2010 ; 2013 ; Douka 2017 ; Horsák et al. 2019).

Les datations au radiocarbone ont été au réalisées au Laboratoire de Mesure du Carbone 14 à Saclay (LMC^{14}/CEA/LSCE) et au Laboratoire de Radiocarbone de Poznan (Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe). Les rapports de datations sont restitués en annexes. Les problèmes méthodologiques ne sont discutés dans le présent mémoire que lorsque les âges obtenus divergent par rapport aux autres indicateurs chronologiques et qu'ils ne peuvent être expliqués par des raisons taphonomiques.

Datation par luminescence stimulée optiquement

La luminescence stimulée optiquement (OSL) permet de dater la dernière exposition des quartz ou des feldspaths au rayonnement du soleil (Preusser et al. 2008 ; Mercier 2008). Elle permet donc de dater l'enfouissement d'un dépôt. Elle s'appuie, comme la thermoluminescence (TL), sur la radioactivité des minéraux présents dans la couche à dater et sur la capacité des cristaux à stocker l'énergie apportée par l'irradiation. Elle correspond à l'émission de lumière d'un cristal suite à un apport d'énergie lumineuse. Son intensité est fonction de l'énergie accumulée dans le cristal et dépend donc de la dose d'irradiation accumulée avec le temps. Trois moments sont ainsi définis : 1/ l'instant zéro, le blanchiment, qui correspond à l'exposition des grains de quartz ou de feldspaths aux rayonnements solaires ; 2/ l'enfouissement, durant lequel les minéraux accumulent de l'énergie du fait de l'irradiation par les minéraux radioactifs, les radionucléides, présents dans les sédiments alentour ; 3/ la mesure au laboratoire de l'énergie accumulée dans les minéraux, la paléodose, rapportée à la mesure de l'irradiation reçue annuellement, le débit de dose, qui permet d'obtenir un âge.

La paléodose résulte de l'action des rayonnements alpha, beta et gamma des radionucléides, qui, en traversant les minéraux, ionisent les atomes et libèrent des électrons qui peuvent se retrouver piégés dans des défauts de leurs structures cristallines. Ces dernières se caractérisent par plusieurs types de pièges. Certains sont très instables et impropres à la datation, d'autres au contraire sont difficiles à réactiver et sont responsables de doses résiduelles. Les différents traitements menés en laboratoire visent à activer ces différents types de pièges pour approcher au mieux la paléodose. Le débit de dose (ou dose annuelle) est fonction de la radioactivité de l'échantillon et de celle des sédiments environnants, mais aussi du rayonnement cosmique. La radioactivité est fonction de la concentration et de l'activité des éléments radioactifs (Uranium, Thorium, Potassium) mesurés par spectrométrie gamma. Conditionnée par la pétrographie et la granulométrie, elle peut être variable au sein d'une succession sédimentaire. La teneur en eau atténue quant à elle la circulation des rayons gamma. L'intensité du rayonnement cosmique est quant à elle fonction de la latitude, de l'altitude et de la profondeur d'enfouissement.

Les datations ont été réalisées par Alexander Fülling au Laboratoire de Géographie de l'Université de Berlin, Emmanuel Vartanian du laboratoire Re.S.Artes à Bordeaux et Frank Preusser de l'Université de Feibourg. Les deux premiers ont daté des quartz selon la méthode du *Single-Aliquot Regenerative-dose* (SAR, Wintle, Murray 2006). Frank Preusser qui a réalisé la majorité des datations de la thèse a utilisé des quartz selon la même méthode, mais surtout des feldspaths avec deux méthodes, l'IR50 et le pIR225, qui diffèrent principalement par la température de chauffe au moment de la mesure de la paléodose (Thiel et al. 2011 ; Buylaert et al. 2012 ; Mueller et al. 2020). Comme pour le radiocarbone, les rapports d'analyse sont présentés dans les annexes. Le détail des protocoles méthodologiques n'est discuté dans le présent mémoire que dans les cas où l'âge n'est pas cohérent avec les caractères pédosédimentaires et les résultats des autres méthodes de datation.

Datation par les séries de l'uranium et du thorium

Pour dater des poupées calcaires prélevées à Achenheim et Schaffhouse-près-Seltz et évaluer le différentiel entre l'âge des loess et l'âge de la formation des poupées, des tests ont été réalisés par Edwige Pons-Branchu

		Strasbourg	Meudon
Protocoles		séchage, quartage, tamisage à 2 mm	séchage, quartage, tamisage à 2 mm
		destruction de la matière organique à l'eau oxygénée	dispersion et agitation à l'héxamétaphosphate de sodium (0,5 %)
		élimination des ions floculants (Ca2+) à l'aide de chlorure de potassium (KCl)	tamisage à 160 µm
		dispersion et agitation à l'héxamétaphosphate de sodium (0,5 %)	
		moyenne de 3 mesures au granulomètre laser Beckman Coulter LS230	moyenne de 3 mesures granulomètre laser Beckman Coulter LS 13320XR
SCHAFF_I1_120-125 (loess)	Inf. à 2 µm	9,66	6,34
	Inf. à 6 µm	15,68	12,93
	2 à 50 µm	73,57	79,92
	6 à 50 µm	68,20	73,33
SCHAFF_I1_20-25 (gley)	Inf. à 2 µm	10,39	6,15
	Inf. à 6 µm	16,90	13,06
	2 à 50 µm	74,49	78,83
	6 à 50 µm	68,68	71,92
SCHAFF_I1_10-15 (loess lités bruns)	Inf. à 2 µm	10,52	6,28
	Inf. à 6 µm	17,45	13,57
	2 à 50 µm	75,85	80,30
	6 à 50 µm	69,67	73,01
SCHAFF_I2_265-270 (loess)	Inf. à 2 µm	9,73	6,19
	Inf. à 6 µm	15,92	14,31
	2 à 50 µm	76,11	80,84
	6 à 50 µm	70,61	72,72
SCHAFF_I2_-285-290 (gley)	Inf. à 2 µm	10,59	5,95
	Inf. à 6 µm	17,32	13,03
	2 à 50 µm	76,79	80,47
	6 à 50 µm	70,83	73,39
SCHAFF_VII_4_60-65 (sol brun arctique)	Inf. à 2 µm	12,87	7,67
	Inf. à 6 µm	22,72	17,93
	2 à 50 µm	76,77	83,20
	6 à 50 µm	68,05	72,95
SCHAFF_VII_4_35-40 (sol steppique)	Inf. à 2 µm	13,89	8,23
	Inf. à 6 µm	24,54	20,08
	2 à 50 µm	75,64	84,12
	6 à 50 µm	66,14	72,27
SCHAFF_VII_4_15-20 (sol steppique)	Inf. à 2 µm	14,24	8,20
	Inf. à 6 µm	26,10	22,03
	2 à 50 µm	77,01	85,45
	6 à 50 µm	66,54	71,62
SCHAFF_VII_4_-05-10 (sol steppique)	Inf. à 2 µm	13,20	8,22
	Inf. à 6 µm	23,92	20,27
	2 à 50 µm	75,01	83,54
	6 à 50 µm	65,53	71,49
SCHAFF_VII_4_-30-35 (sol gris)	Inf. à 2 µm	14,00	9,11
	Inf. à 6 µm	25,66	20,25
	2 à 50 µm	78,92	82,58
	6 à 50 µm	68,60	71,43
SCHAFF_VII_4_-65-70 (BT remanié)	Inf. à 2 µm	14,64	9,00
	Inf. à 6 µm	25,58	19,89
	2 à 50 µm	74,34	81,80
	6 à 50 µm	64,58	70,91

Tab. 5 : Comparaison des protocoles de granulométrie laser du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon et du Laboratoire d'Analyse des Sols de Strasbourg et résultats des quatorze échantillons tests.

(Université de Versailles – Saint-Quentin/Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement) à partir de la chaîne de désintégration des isotopes de l'uranium et du thorium (Lalou 2002). Il n'a pas été possible d'obtenir de résultat, même un âge moyen, la proportion de carbonates détritiques contenue dans les loess et piégée dans les concrétions calcaires s'étant révélée beaucoup trop importante.

2.2.5 Analyses granulométriques, géochimiques et micromorphologiques

Granulométrie

La granulométrie a été employée pour caractériser les modes de dépôts (sources et processus de transport) et la transformation pédologique des matériaux (présence d'argiles de décarbonatation ? lessivage ?). La préparation des échantillons et les mesures ont été réalisées au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon et au Laboratoire d'Analyse des Sols de Strasbourg par Ségolène Saulnier-Copard (CNRS) et Martine Trautmann (CNRS). Elles ont été aidées respectivement par Laëtitia Coutinho-Da-Silva et Marie-Anne Le Mentec qui ont participé aux analyses dans le cadre de leur master (Coutinho-Da Silva 2019 ; Le Mentec 2019). Deux protocoles ont été utilisés qui se différencient principalement par la défloculation des échantillons, plus poussée à Strasbourg qu'à Meudon (Tab. 5, Fig. 34). Le premier protocole est utilisé sur les échantillons de la plaine d'Alsace depuis plus de vingt ans et permet d'établir des comparaisons au sein de la région. Le second est plus courant pour l'étude des formations loessiques (e.g. Antoine et al. 2009 ; 2013 ; Bosq et al. 2018 ; Krauß et al. 2018). Pour quantifier l'écart des résultats en fonction des protocoles, quatorze échantillons tests de Schaffhouse (loess et paléosols) ont été mesurés à la fois par le Laboratoire de Géographie Physique de Meudon et par le Laboratoire d'Analyse des sols de Strasbourg (Tab. 5). Les différences dans les teneurs en argiles mesurées sur un même échantillon se situent entre 3 et 6 %, ce qui s'avère non négligeable. Toutefois, la séquence de loess la plus complète et la plus typique étudiée dans le cadre de la thèse à Schaffhouse-près-Seltz, a été traitée à Meudon, ce qui permet donc des comparaisons avec les autres séquences loessiques européennes. Les séquences de Betschdorf et Pfulgriesheim, étudiées à Strasbourg, sont quant à elles composées de loess très pédogénétisés à partir desquels il n'est plus possible de réfléchir d'un point de vue strictement sédimentaire. Les évolutions granulométriques seront ici surtout étudiées au sein des profils et feront l'objet de comparaisons plus limitées avec les autres séquences européennes.

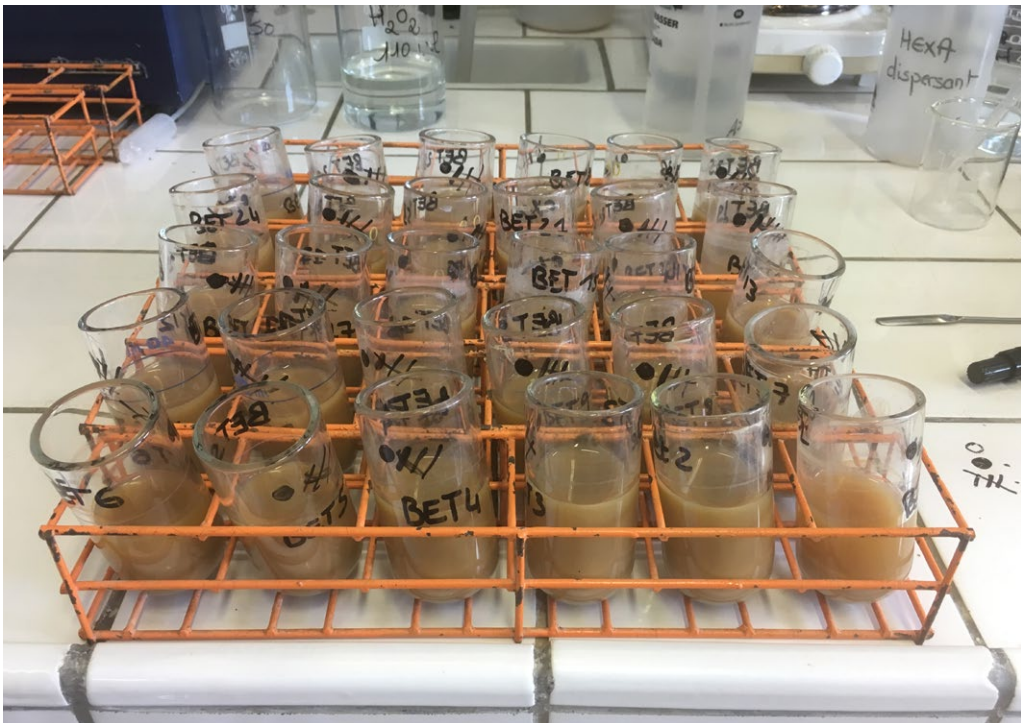


Fig. 34 : Défloculation des échantillons au Laboratoire d'Analyse des Sols de Strasbourg avant les mesures du granulomètre laser.

La séquence de Schaffhouse-près-Seltz a fait l'objet du calcul d'un indice de taille de grain, *grain-size index* (GSI), basé sur le rapport limons grossiers/limons fins, conçu pour mettre en évidence les variations de l'intensité du vent et utilisé en parallèle du rapport sables/argiles (Rousseau et al. 2002 ; Antoine et al. 2009). Ces deux indices ont également été testés à Betschdorf, mais présentent ici un caractère plus expérimental, la séquence étant composée majoritairement de paléosols. La définition des différentes classes granulométriques est importante pour calculer ces indices. Or, une étude menée par Konert et Vandenberghe (1997) à partir d'observations au microscope électronique à balayage (MEB) a montré que des particules argileuses assignées à la classe <2 µm par la méthode de la pipette d'Andreasen mesurent en réalité 10 µm de longueur et entre 0 et 4 µm d'épaisseur. Pour les données issues de l'analyse laser, le diamètre de ces mêmes particules est estimé entre 4 et 9 µm. De fait, l'habitude a donc été prise de faire des mesures à la pipette et des mesures au granulomètre laser pour définir les bornes des classes granulométriques par site ou par nature d'échantillons (e.g. Antoine et al. 2009 ; 2013 ; Fisher et al. 2017 ; Bosq et al. 2018). À Nussloch, la limite entre argiles et limons est ainsi située à 4,6 µm, celle entre limons fins et grossiers à 26 µm et la limite inférieure des sables à 52 µm. À Dolní Věstonice, elles se situent respectivement à 6, 20 et 61 µm. Dans la vallée du Rhône, la limite supérieure des argiles est de 8 µm, celle des limons de 56 µm. Ce travail n'a pas encore été fait en Alsace. Les bornes ont donc été choisies arbitrairement, avec l'aide de Valentina Villa (CEPAM). Elles ont été placées à 6, 20 et 63 µm. Elles seront vérifiées ultérieurement lors de travaux dédiés plus spécifiquement aux dépôts loessiques d'Alsace.

Pétrographie des galets et minéralogie des argiles

La pétrographie des galets a fait l'objet de descriptions lors du levé des profils sur le terrain. Des comptages à partir de quatre échantillons de 20 l prélevés à Ensisheim dans les alluvions rhénanes et dans les alluvions vosgiennes sont prévus en collaboration avec Jean-Luc Ponche (Maître de conférence, LIVE). Ils seront réalisés en complément de la thèse.

La minéralogie des argiles de douze échantillons de loess et d'alluvions a été déterminée par Laurent Caner (Université de Poitiers/ UMR 7285 IC2MP HydrASA) à partir d'une analyse par diffractométrie aux rayons X (Caner, Hubert 2012). L'intégralité du rapport est restituée dans les annexes. Certains résultats ont été intégrés dans les différents chapitres de la thèse.

Calcimétrie

La quantité de carbonates de calcium ($CaCO_3$) est liée à l'origine des sédiments et à leur évolution pédologique. Au laboratoire, les carbonates sont détruits par une attaque à l'acide chlorhydrique concentré (HCl RP), en milieu confiné, dans un calcimètre de Bernard (Baize 2018). La teneur en $CaCO_3$ est obtenue par comparaison du dégagement de CO_2 d'un échantillon de sédiment tamisé à 2mm et du témoin de carbonate de calcium pur.

Les mesures ont été réalisées au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon et au Laboratoire d'Analyse des Sols de Strasbourg par Ségolène Saulnier-Copard (CNRS) et Martine Trautmann (CNRS), aidées respectivement par Laëtitia Coutinho-Da-Silva et Marie-Anne Le Mentec (Coutinho-Da Silva 2019 ; Le Mentec 2019).

Carbone total et carbone organique

Le carbone a été mesuré pour caractériser les paléosols. Les analyses ont été réalisées à l'aide d'un analyseur élémentaire FLASH 2000 NC à partir d'échantillons préalablement broyés. Environ 60 mg ont été analysés par échantillon. Ils ont été pesés dans des capsules en étain. Des séries de dix échantillons alternent avec une série « d'échantillons tests » (tests à 2 grammes d'acide aspartique et blancs). La capsule en étain avec l'échantillon est injectée dans un tube de combustion à 950 °C sous flux d'hélium et, suite à l'apport d'oxygène, elle va subir une « combustion flash » à 1300°C. Les gaz issus de la combustion, N_2, CO_2 et H_2O sont réduits, piégés et séparés dans une colonne chromatographique, pour obtenir à la sortie, par mesure d'un catharomètre, le pourcentage de l'azote et du carbone.

Le pourcentage de carbone organique peut être obtenu partir du pourcentage de carbone total et des résultats de la calcimétrie (e.g. Baize 2018). Toutefois, le carbone organique étant présent en très faible concentration dans

les loess et les paléosols pléistocènes développés sur loess, la courbe du carbone total suit étroitement celle du carbone des carbonates. La courbe du carbone organique obtenu par calcul s'est donc avérée difficile à exploiter. À l'avenir, ces analyses gagneraient à être reconduites après décarbonatation des sédiments en suivant le protocole développé pour les loess (e.g. Antoine et al. 2013).

Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique est la sensibilité des sédiments à s'aimanter sous l'action d'une excitation magnétique. Les matériaux peuvent réagir de différentes manières à cette action :

• Diamagnétisme : susceptibilité faible ou négative (air, eau, quartz, calcite, kaolinite, sodium…).
• Paramagnétisme : susceptibilité faible positive (dolomite, fer et aluminium, illite, smectite…).
• Ferromagnétisme : susceptibilité élevée (magnétite et maghémite).

La technique est largement utilisée pour distinguer et caractériser les différentes couches au sein d'une succession stratigraphique, pour confirmer la présence de paléosols et participer à leur caractérisation, identifier les actions passées du feu ou encore repérer des téphras (e.g. Djerrab 2002). La susceptibilité magnétique peut être mesurée directement sur le terrain ou sur une carotte. La mesure d'échantillons sédimentaires en vrac au laboratoire s'avère cependant plus précise.

Les échantillons de Mutzig ont été mesurés à l'Institut de Physique du Globe de Paris avec un KLY-31 mis à disposition par France Lagroix. Tous les autres échantillons ont été mesurés avec un capteur Bartington MS2B au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon par Ségolène Saulnier-Copard (CNRS) et moi-même, ainsi que par Laëtitia Coutinho-Da Silva (Coutinho-Da Silva 2019). Après séchage à 45°C, broyage et tamisage à 2 mm, les échantillons ont été placés dans des petits récipients tarés. Ils ont ensuite été pesés. L'appareil est calibré par une mesure de l'air ambiant, un standard de valeur connue, au début et en cours de traitement. Les mesures sont réalisées à basse et à haute fréquence ce qui permet d'obtenir une courbe de susceptibilité magnétique volumique, ainsi que le coefficient de dépendance à la fréquence qui peut donner des indications sur la nature, la taille et la structure des grains magnétiques. Deux à trois mesures sont réalisées pour chaque échantillon afin d'assurer la validité des résultats. Au final, c'est la moyenne des différentes mesures qui est retenue.

Micromorphologie des sols

La micromorphologie a été utilisée pour caractériser les paléosols et les colluvions. Cinquante-huit blocs de sédiments non perturbés ont donc été consolidés au moyen d'une résine synthétique au laboratoire de *Servizi per la geologi*a de Piombino en Italie. Après induration, les lames ont été découpées et réduites à une épaisseur de 25 à 30 µm, taille requise pour l'identification des constituants minéraux en pétrographie.

La terminologie utilisée pour la description des lames est empruntée à l'ouvrage de référence de Bullock et al. (1985). L'étude a commencé par une caractérisation des constituants grossiers (grains de sables et de limons) et de la matrice (argiles et matière organique). Vu la taille souvent très réduite des sédiments loessiques et des dépôts de la plaine de l'Ill, autour de 30 µm de diamètre moyen, les déterminations pétrographiques ont été très limitées, car souvent impossibles. L'étude s'est intéressée dans un second temps à l'agencement entre particules grossières et matrice fine, susceptibles de renseigner sur les modes de dépôts et le travail de la faune du sol.

L'organisation est dite porphyrique lorsque les grains sont répartis de manière homogène dans la matrice, géfurique, lorsque la matrice constitue des ponts entre les grains et chitonique, lorsque la matrice enrobe les grains. Les tris granulométriques, appelés croûtes ou intercalations, ont également été recherchés. Ils peuvent traduire d'anciennes surfaces dénudées soumises à l'effet *splash* qui correspond à une dispersion des constituants du sol sous le choc des gouttes de pluies pouvant conduire à la formation de croûtes superficielles (Fédoroff, Courty 2002). Ils peuvent également résulter d'épisodes d'engorgement en eau et de prise en masse du sol. Enfin ont été pistés les revêtements, des dépôts sédimentaires dans les vides du sol dont les caractères seraient spécifiques à des conditions pédologiques et environnementales particulières (Fédoroff, Courty, 2002). Ainsi, des revêtements argileux, jaune orangé, microlités traduisent une couverture forestière tempérée (Cremaschi et al. 1990 ; Fédoroff, Courty 2002). Les revêtements plus grossiers et poussiéreux traduisent, eux, des surfaces

dénudées riches en résidus organiques liées à un climat plus froid et plus humide ou aux pratiques agricoles (Cremaschi et al. 1990 ; Fédoroff, Courty 2002). Les papules, des revêtements brisés et intégrés dans la masse, indiquent quant à elles que l'horizon a été remanié mécaniquement.

Les quantités ont été évaluées à partir de chartes d'abondance (Bullock et al. 1985), mais n'ont pas encore fait l'objet de comptages ou d'une approche par analyse d'images (Sauzet et al. 2017).

2.2.6 Localisation des sites, cartographie et système d'information géographique

Les emprises de fouilles et diagnostics et les profils ont été repositionnés dans l'espace par Florian Basoge (Archéologie Alsace) à l'aide d'un théodolite et d'un GPS différentiel. La plupart des fouilles et les plus grands profils ont aussi fait l'objet de relevés photographiques à l'aide d'un drone. Les emprises des carrières étudiées, des diagnostics et des fouilles ont été compilées dans un fichier de forme, un *shapefile*, pour une utilisation dans un système d'information géographique. Pour chaque emprise, le fichier regroupe les informations suivantes :

• code opération
• responsable d'opération
• année du rapport

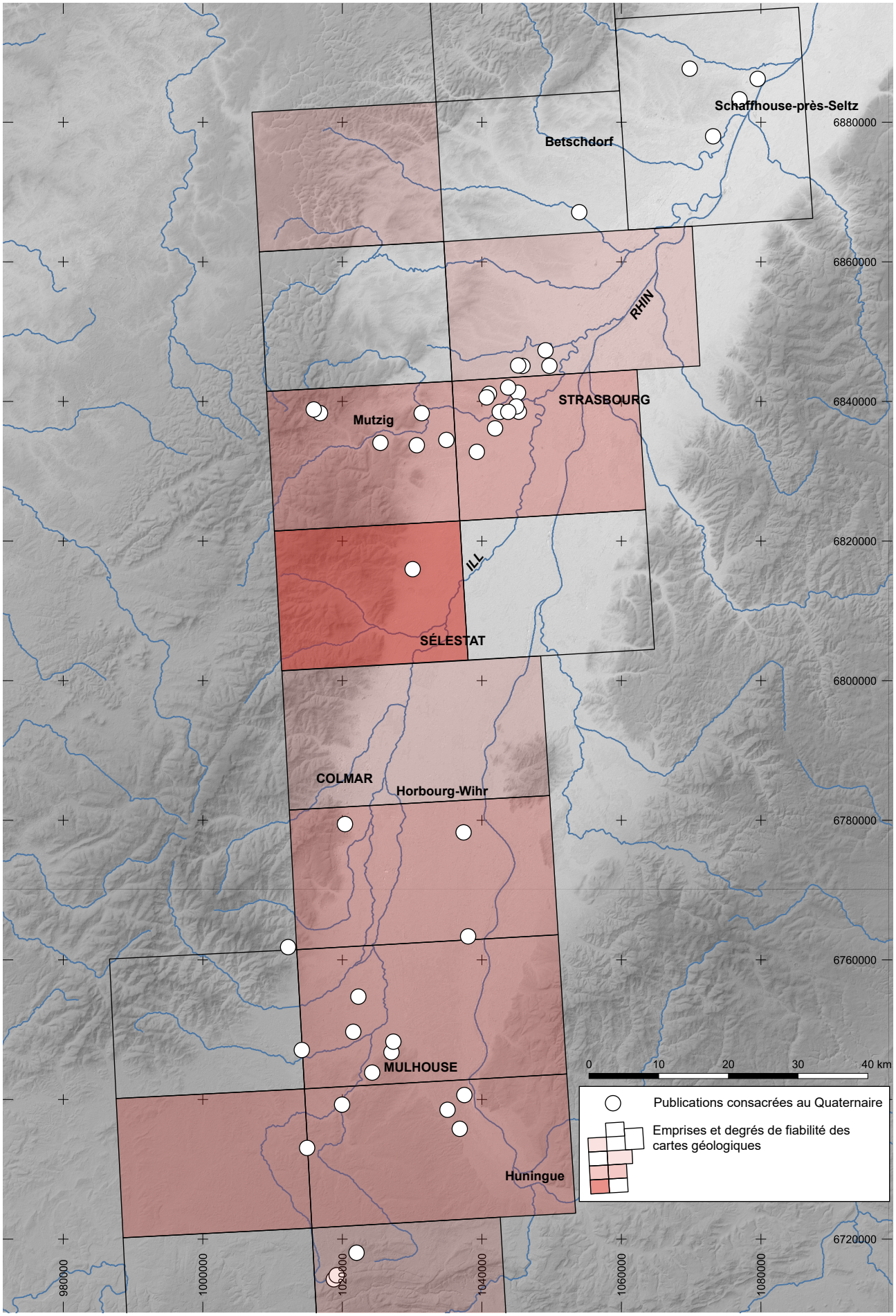
Pour la mise en contexte des sites, les fonds de carte suivants ont été utilisés :

• le MNT ASTER (30 m) qui couvre l'ensemble du Fossé rhénan
• le MNT 25 de l'IGN (25 m) qui couvre toute l'Alsace
• le MNT 5 de l'IGN (5 m) qui couvre une partie de l'Alsace
• le MNT Lidar disponible dans certains secteurs étudiés
• le MNT Lidar corrigé de la pente de la plaine ello-rhénane (réalisé par Jérôme Houssier/LIVE et Antea) et de la vallée de l'Ill (réalisé par Florian Basoge/Archéologie Alsace)
• les *shapefiles* du BRGM dédiés aux formations géologiques et aux failles
• les *shapefiles* de l'Association pour la Relance Agronomique en Alsace (A.R.A.A.)

Les shapes du BRGM sont commodes, mais il est nécessaire de retourner aux données primaires, cartes papiers et notices, qui sont de qualité inégale en fonction de l'intérêt des auteurs pour le Quaternaire (Fig. 35). En surface, à l'échelle régionale, jusqu'à 1/50000e, les grandes lignes des cartes géologiques sont relativement exploitables pour notre propos, même si les méthodes cartographiques utilisées ne sont pas systématiquement exposées. C'est surtout en profondeur que les données sont difficiles à exploiter, et ce malgré les travaux réalisés dans le cadre du démonstrateur du référentiel géologique de France (RFG) dans le fossé rhénan (http://rgf.brgm.fr/page/vosges-fosse-rhenan-pilote-rgf). En effet, dans la moitié sud de la région, il n'est pas possible de séparer les masses de graviers weichseliens de celles des cycles plus anciens. Dans la moitié nord de la région, par exemple autour de Strasbourg, ces masses de graviers sont séparées par des horizons argileux et organiques interglaciaires. Mais les forages ayant fait l'objet de bonnes descriptions et d'analyses paléobotaniques et paléontologiques (voir par exemple : Geissert et al. 1976) sont trop rares pour être exploitables et aucun n'a fait l'objet de datations absolues. Les données de forages n'ont donc été utilisées que très ponctuellement et n'ont pas fait l'objet d'un traitement systématique.

Toutes ces informations ont été compilées dans un système d'information géographique (SIG) créé avec le logiciel Qgis en utilisant le système de projection Lambert 93. Elles ont surtout été utilisées pour la mise en contexte des sites étudiés. Dans le cadre de la thèse, la priorité a été donnée aux nouveaux profils. Bien que nombreux (n=64, Tab. 1 et Tab. 2), ces derniers ne permettent pas la réalisation d'une nouvelle carte d'échelle régionale.

Fig. 35 : Localisation des publications consacrées au Quaternaire régionale (points blancs) et fiabilité des cartes géologiques régionales en fonction du nombre de profils présentés dans les notices (les niveaux de transparence expriment la fiabilité de ces documents, les meilleurs étant représentés par des rectangles transparents).


Schaffhouse-près-Seltz
Betschdorf
RHIN
STRASBOURG
Mutzig
ILL
SÉLESTAT
COLMAR
Horbourg-Wihr
MULHOUSE
Huningue
6880000
6860000
6840000
6820000
6800000
6780000
6760000
6720000
980000
1000000
1020000
1040000
1060000
1080000
0 10 20 30 40 km
Publications consacrées au Quaternaire
Emprises et degrés de fiabilité des cartes géologiques

Une convention a été passée entre Archéologie Alsace et le BRGM en 2017 pour partager des informations et pour intégrer nos données dans la Banque du sous-sol (BSS). Une base de données de nos logs est en cours d'élaboration. Elle intègre notamment les données suivantes :

• épaisseur des loess (à partir du sondage représentatif)
• nature du sol de surface (à partir du sondage représentatif)
• épaisseur du sol de surface (à partir du sondage représentatif)
• épaisseur des colluvions holocènes (à partir du sondage représentatif)

Sa finalisation a été ajournée le temps de la thèse pour trouver les solutions techniques permettant de l'exploiter.

Dans le cadre de l'élaboration de la carte des loess d'Europe (Bertran et al. 2021), quelques tests ont été réalisés par Pascal Bertran (INRAP et UMR PACEA) à partir des données de la base de données LUCAS, en adaptant le protocole précédemment publié (Bertran et al. 2016) à l'Alsace. Si les résultats obtenus sont convaincants à l'échelle européenne, à l'échelle régionale, cette approche demande à être poursuivie, ce qui ne faisait pas partie des objectifs de la thèse.

Dans la même optique, des expérimentations géomatiques ont été réalisées dans le cadre de travaux d'étude et de recherche du master 1 Observatoire de la Terre et Géomatique. Ainsi, une tentative de cartographie automatique a été menée en 2018 à partir des caractères topographiques des dépôts loessiques préalablement définis dans les zones cartographiées par le BRGM. Les résultats obtenus sont conformes à la cartographie existante (Alexandre 2018), mais ne permettent pas d'être plus précis. Une seconde expérience a été menée en 2019 à partir d'une classification de la couleur des pixels des ortho-images de l'IGN (mission du 1er et 2 juin 2002, résolution de 0,75 m) et des images SPOT 7 (20 mars 2015, résolution de 1,25 m pour la panchromatique et de 5 m pour le proche infra-rouge) autour de Krautergersheim et d'Oberhausbergen (Bouchant 2019). Les résultats très prometteurs demanderaient à être mieux discutés et étendus à l'ensemble de la région, ce qui devrait faire l'objet d'un programme de recherche ultérieur.

Les interactions des dynamiques géomorphologiques avec les sociétés humaines ont été approchées à partir de *shapefiles* des sites archéologiques. Pour le Paléolithique et le Mésolithique, ces fichiers ont été élaborés dans le cadre du PCR PaleoEls (Wuscher et al. 2019) et discutés lors de la table-ronde de Nanterre « De l'Île-de-France à l'Europe du Nord-Ouest : les peuplements humains avant le dernier maximum glaciaire, bilan, objectifs et perspectives de la recherche » qui s'est tenue le 15 et 16 octobre 2018 (Wuscher et al. 2021[1]). Pour l'âge du Fer, de pareils fichiers ont été réalisés par Clément Féliu (Inrap/UMR 7044) et par Marine Rodé (doctorante Université de Strasbourg) dans le cadre du séminaire de la faculté de géographie de Strasbourg, « Sols, ressources, dynamiques de peuplement et changements environnementaux : bilans et perspectives des recherches géoarchéologiques menées en Alsace », organisé le 13 novembre 2019 par Loup Bernard, Patrice Wuscher et Damien Ertlen le 13 novembre 2019. Ils ont été complétés par Estelle Rault, Christophe Croutsch, Nicolas Steiner (Archéologie Alsace/UMR 7044 - Archimède), Mathieu Michler (Inrap/UMR 7044), Bertrand Perrin et Jérôme Houssier (Antea Archéologie) pour le congrès de la Société Préhistorique Française « Hiatus, lacunes et absences : identifier et interpréter les vides archéologiques » organisé en mai 2021 à Toulouse.

2.2.7 Approches géophysiques

Enfin, pour obtenir des données sur la base des formations loessiques et leurs relations avec le substrat, Stéphane Baize (Institut de Radioprotection et de Sureté Nucléaire) et Jochen Hürtgen (RWTH Aachen University) ont mené des investigations au radar et à l'aide de profils électriques à Bischoffsheim. Dans cette localité, mais aussi à Betschdorf, Ernolsheim-sur-Bruche et Achenheim, Mathias Zillmer et Jean-Michel Marthelot (EOST) ont complété ces données par des profils sismiques (Fig. 36). Ces données ne sont que partiellement exploitées dans le présent travail.

[1] https://www.inrap.fr/du-renouveau-l-est-nouvelles-recherches-sur-le-paleolithique-en-alsace-13953

Au final, la démarche mise en œuvre ici et présentée dans ce chapitre consiste à:

• établir une chronostratigraphie de référence à partir des carrières de loess encore en activité ;
• dégager une image géomorphologique régionale des grands ensembles morphosédimentaires à partir des données de l'archéologie préventive ;
• étayer la chronostratigraphie par des datations numériques (radiocarbone et luminescence stimulée optiquement de feldspath et de quartz) ;
• caractériser des horizons repères et des paléosols à partir d'analyses sédimentologiques (granulométrie et susceptibilité magnétique), pédologiques (calcimétrie et carbone organique) et micromorphologiques ;
• comprendre le paléorelief, restituer les relations dynamiques des différents ensembles géomorphologiques et révéler leurs interactions avec les sociétés humaines à l'aide d'un SIG.



Fig. 36 : Réalisation d'un profil sismique à Ernolsheim-sur-Bruche par Mathias Zillmer, Jean-Michel Marthelot et leurs étudiants (EOST).

Chap. 3 : Les loess de l'Outre-Forêt

3.1. L'Outre-Forêt : introduction

Situés en contrebas des Vosges gréseuses, les collines de l'Outre-Forêt dominent de 40 à 50 m la plaine du Rhin et d'un peu plus de 30 m les plateaux de la Lauter, au nord, et d'Haguenau, au sud. L'organisation du réseau hydrographique du secteur reflète un relief complexe (Fig. 37). Ainsi, à l'ouest, les éléments de ce réseau sont sub-parallèle**s**, orientés ONO-ESE, avant de rejoindre l'*Haussauerbach*, globalement orienté N-S. Au centre, le réseau hydrographique a une organisation dentritique autour du *Warsbach*. À l'est du *Landbach*, une échine orientée SSO-NNE émerge des collines. À l'est de cette échine, le réseau hydrographique est sub-parallèle orienté E-O et les différentes branches se raccordent au *Schiffersbach* dont le cours est quant à lui orienté SSO-NNE. Au nord-est, en contrehaut de Lauterbourg, mais aussi au sud entre Hoffen et Aschbach, des collines de

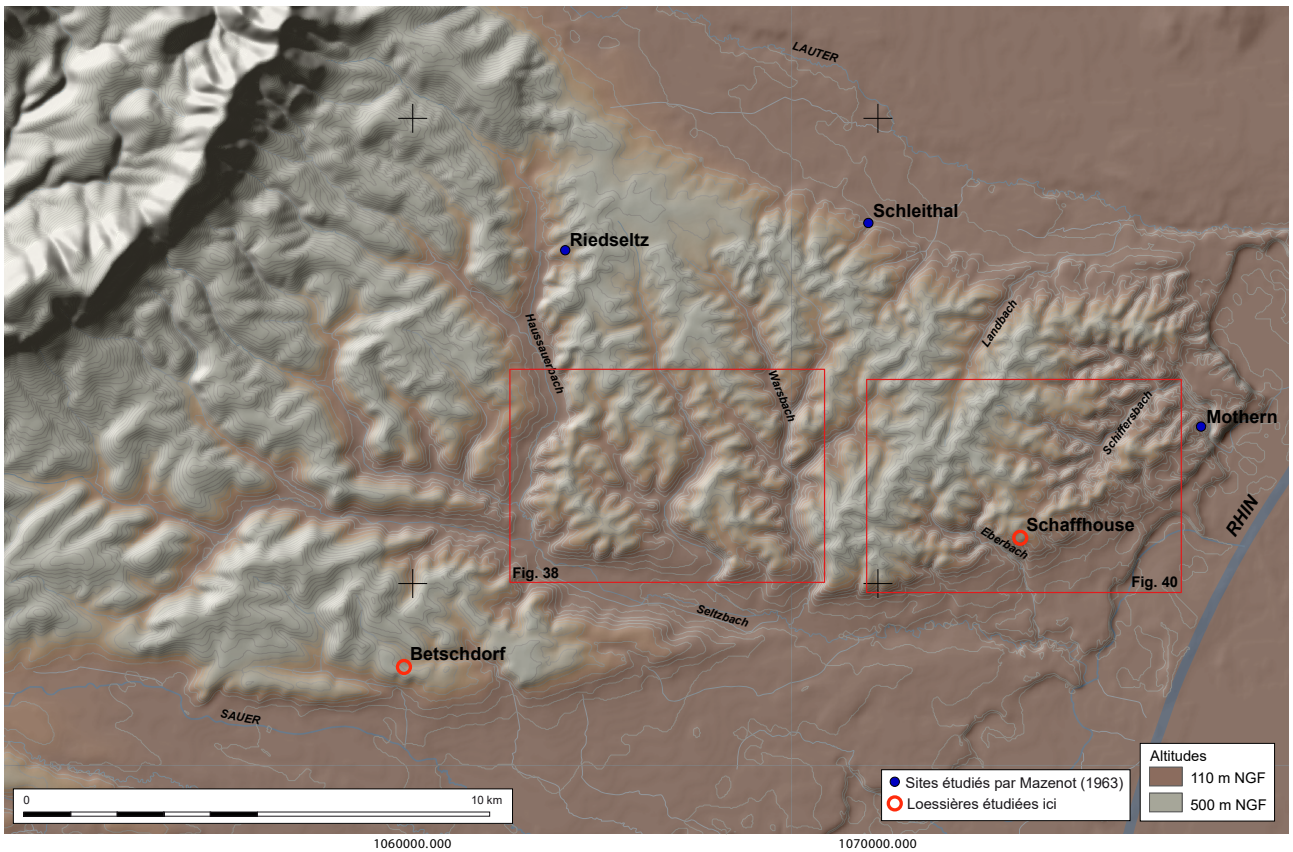


Fig. 37 : Relief de l'Outre-Forêt. Les rectangles rouges indiquent les secteurs représentés sur les figures indiquent les secteurs représentés sur les figures 38 et 40.

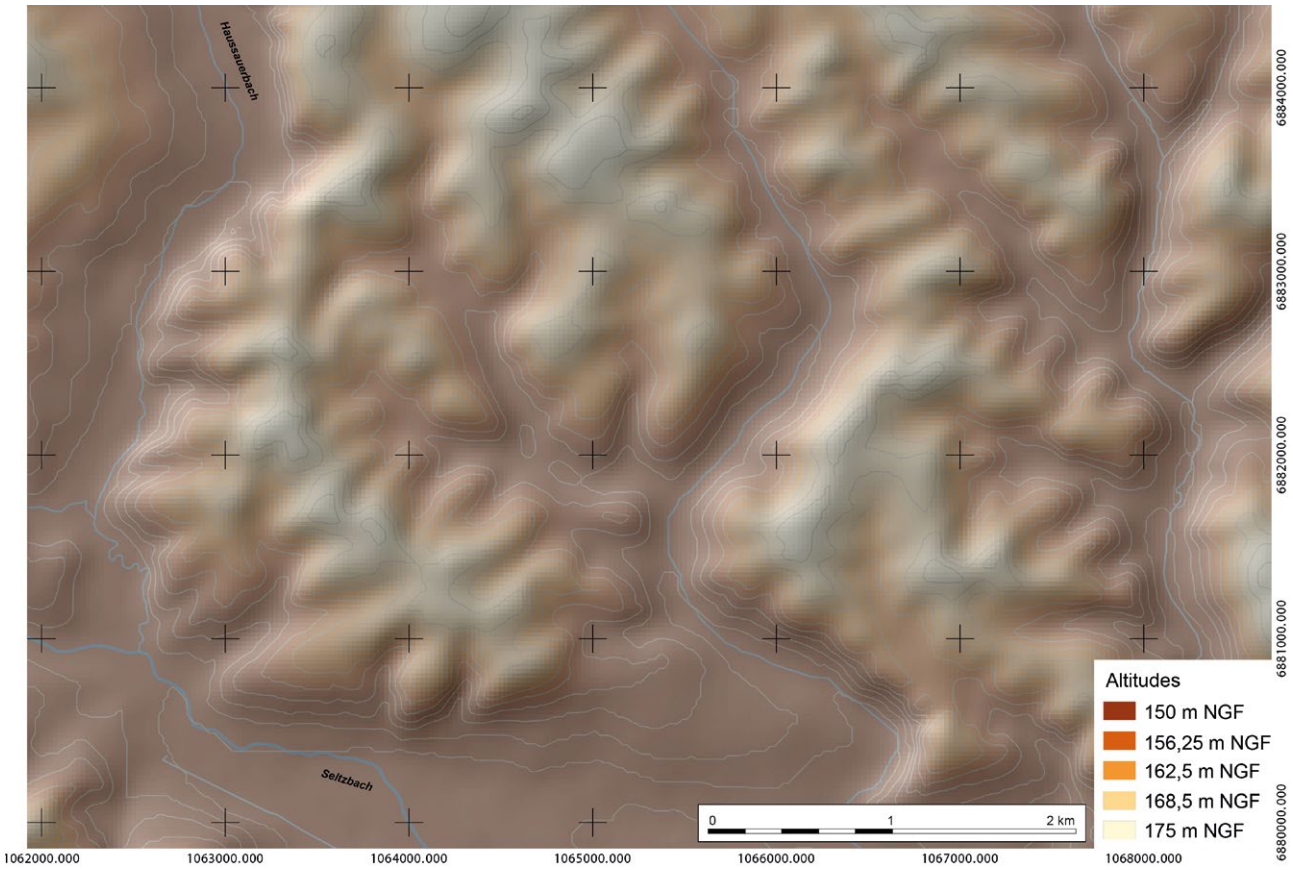


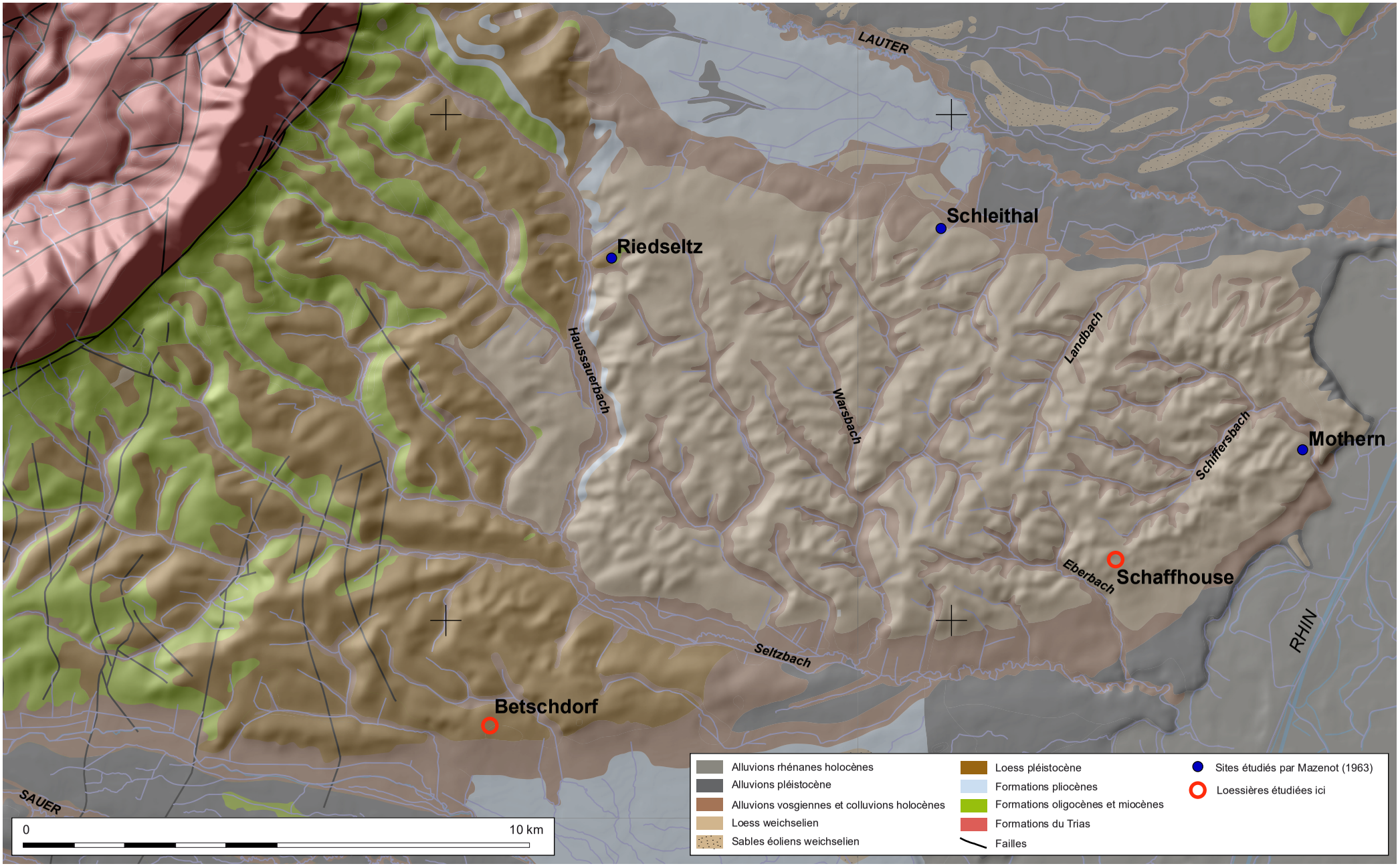
Fig. 38 : Ensemble de petites collines dans les loess de l'Outre-Forêt entre Hoffen et Aschbach.

200 à 300 m de large pour un peu moins d'1 km de long orientées NE-SO se dessinent (Fig. 38). De telles structures sont également visibles autour de l'*Eberbach* ou à l'ouest du *Landbach*, mais elles sont moins saillantes.

L'épaisse couverture loessique masque complètement le substrat tertiaire, sauf à l'ouest du *Haussauerbach*, où les marnes calcaires oligocènes affleurent sur les versants exposés au sud-ouest et sur le versant exposé à l'ouest-sud-ouest du *Haussauerbach* où émergent les sables et les vases pliocènes (Geissert et al. 1976 ; Skrzypek et al. 2007). L'échine à l'est du *Landbach* est liée au flanc oriental d'un horst constitué de marnes calcaires oligocènes (Ménillet 2015). À l'est, les loess ont fossilisé des alluvions du Pléistocène ancien et moyen (Ménillet 2015). D'après la carte géologique, à l'ouest du *Haussauerbach*, les loess polycycliques du Pléistocène moyen occupent la majeure partie de l'espace, tandis qu'à l'est les loess du dernier cycle glaciaire seraient dominants (Geissert et al., 1976 ; Ménillet, 2015 ; Skrzypek et al., 2007, Fig. 39). Les cartes géologiques de Seltz et d'Haguenau indiquent une épaisseur maximale de 5 m pour les loess weichselien Weichselien et de 30 m pour le Pleistocène.

Mazenot (1963) a documenté quatre séquences de loess dans les collines de l'Outre-Forêt, une à Riedseltz, deux à Mothern et une à Schleithal. En raison de la présence de plusieurs paléosols de rang interglaciaire, il considère la loessière de Riedseltz comme un « gisement complexe » de loess et de limons anciens et récents, au même titre qu'Hangenbieten, Sierentz, Pfastatt et Eguisheim. Sur une « argile sableuse grise et sables jaunes ou rouges dit Sables de l'assise de Riedseltz, réputés villafranchiens », il décrit « une masse de lehms anciens,

Fig. 39 : (page suivante) Outre-Forêt, ensembles morpho-sédimentaires
(d'après Bd Charm BRGM/Cigal et http://www.lgrb-bw.de)
et position des sites discutés dans le chapitre.


LAUTER
Riedseltz
Schleithal
Haussauerbach
Warsbach
Landbach
Schiffersbach
Mothern
Eberbach
Schaffhouse
RHIN
Seltzbach
Betschdorf
SAUER
0
10 km
Alluvions rhénanes holocènes
Alluvions pléistocène
Alluvions vosgiennes et colluvions holocènes
Loess weichselien
Sables éoliens weichselien
Loess pléistocène
Formations pliocènes
Formations oligocènes et miocènes
Formations du Trias
Failles
Sites étudiés par Mazenot (1963)
Loessières étudiées ici
6890000.000
6880000.000
1060000.000
1070000.000

comprenant trois lehms bruns alternant avec deux lehms plus clairs sur 4 à 5 m » d'épaisseur. Ce complexe décalcifié qui n'a pas livré de coquilles est coiffé par un « loess brun jaune clair, consistant mais cassant, légèrement sableux et même graveleux sur 1 à 2 m. ». Selon Mazenot, ce faciès et la richesse en coquilles excluent un âge « würmien supérieur », mais il est « anormalement pauvre en espèces pour un loess würmien inférieur ». À Mothern, traité dans son chapitre consacré au « loess würmien », il rend compte de deux profils. Le premier est constitué de 2 m de « loess palustre (ou limon aquatique) gris clair, avec taches jaune brun, peu consistant, poudreux, recouvrant 3 à 4 m de sables rhénans gris, consolidés en grès vers le haut, et qui constituent la Terrasse de Mothern. ». La richesse de ce loess gris clair, qui a livré près de 30 espèces de mollusques, serait tout à fait typique du « loess périglaciaire du Würm inférieur ». Pour le second, dont la base n'a pas été atteinte, il parle de « loess brun jaune clair, très peu consistants, poudreux, visibles sur 3 à 4 m ». Sa malacofaune évoque celle de la séquence de Schleithal exposée dans un talus dans une cour de ferme et composée d'« un loess jaune pâle, un peu sableux, sans consistance, très poudreux recoupé de lits de sables vosgiens rouges, visibles sur 0,4 m et surmonté de 2,5 à 3 m de loess rose, également sableux, très peu consistant et poudreux, disposé en lentilles dans les sables vosgiens à stratification entrecroisée ». Ces deux profils ne comprennent que quatre à cinq espèces typiques du Würm supérieur (Mazenot 1963). Ces travaux, bien que très précis, manquent toutefois de datations absolues et il est dès lors difficile d'établir des corrélations avec les séquences étudiées récemment et bien calées chronologiquement. Se pose notamment la question du « Würm inférieur ». Les descriptions de Mazenot semblent exclure une attribution au Début Glaciaire weichselien caractérisé par un pédocomplexe sombre (Antoine et al. 2013 ; 2016). Mais une attribution au Weichselien inférieur ou au Weichselien moyen reste difficile à établir vue la rareté des horizons de la période avec des malacofaunes bien datées.

À la suite des travaux de Georges Mazenot, Fritz Geissert et François Ménillet ont fait de nombreuses observations dans le secteur. Leurs principaux résultats, sont synthétisés dans la notice de la nouvelle carte géologique de Haguenau (Ménillet 2015). Ils embrassent toutefois une échelle de temps bien plus large que la nôtre, se sont beaucoup focalisés sur le Pliocène et manquent de datations numériques. Les aspects géomorphologiques ont en outre été peu explorés, alors que les petites collines orientées NNE-SSO décrites plus haut présentent les caractères de gredas, des édifices de loess façonnés par le vent (Léger 1990). Il est dès lors difficile de dégager une image d'ensemble de l'Eemien, du Weichselien et de l'Holocène en termes de formes du relief, de bilans sédimentaires, de paléosols et de paléoenvironnements.

Le présent chapitre se propose donc à partir de deux affleurements, à Schaffhouse-près-Seltz et Betschdorf :
• d'examiner la topographie de l'Outre-Forêt, de dégager ses caractères géomorphologiques, de définir les rapports entre formes du relief et type de couverture loessique ;
• de préciser les épaisseurs des dépôts weichseliens ;
• d'établir une chronostratigraphie de référence à partir d'une approche lithostratigraphique de terrain et des datations absolues.

3.2. La colline « *Muld* » à Schaffhouse-près-Seltz

Les collines au NE de Schaffhouse, qui s'étendent à l'est du *Schiffersbach* (Fig. 40), sont des petits édifices de 300 m de long, 200 à 250 m de large, 15 à 20 m de haut, orientés NO-SE. La succession stratigraphique constitutive d'une de ces collines, la colline « *Muld* », a été mise au jour grâce aux excavations d'une carrière du groupe Wienerberger (Fig. 41). Elle a fait l'objet de 37 profils nettoyés sur les fronts de taille pour comprendre la géométrie des dépôts. Ces observations ont été complétées par l'ouverture de 17 sondages de 5 à 8 m de profondeur et par 32 tranchées de 0,3 à 1 m de profondeur lors d'un diagnostic archéologique préalable à son extension (Wuscher 2018).

Les successions stratigraphiques présentent une géométrie complexe avec des pentes importantes, jusqu'à 20 %, et l'intégralité de la séquence n'est jamais accessible sur un même profil. Trois profils, VII, I et VIII, ont été sélectionnés pour représenter de la manière la plus complète possible les dépôts de l'Eemien à l'Holocène

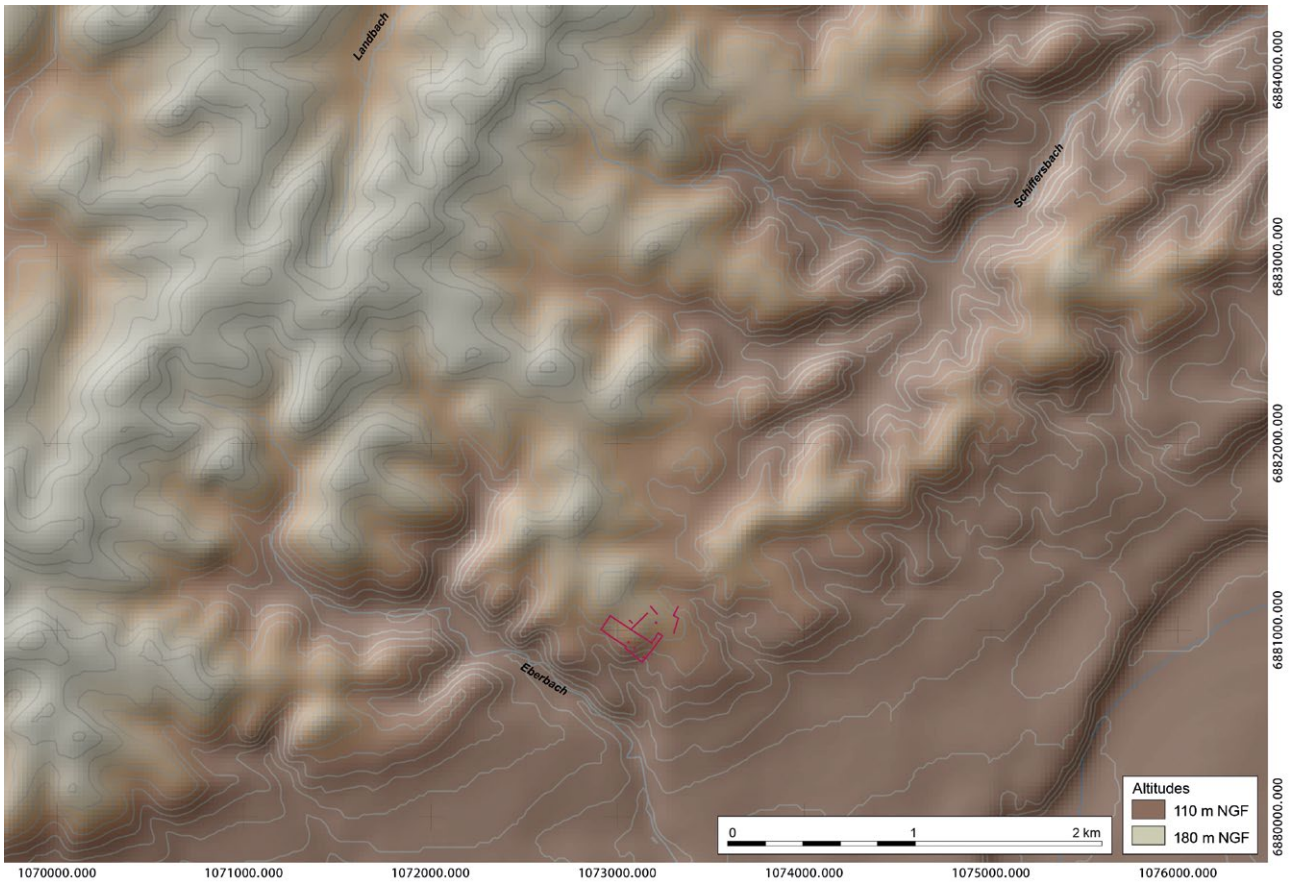


Fig. 40 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », collines du secteur et localisation de l'emprise du diagnostic archéologique et des profils de la carrière en violet.

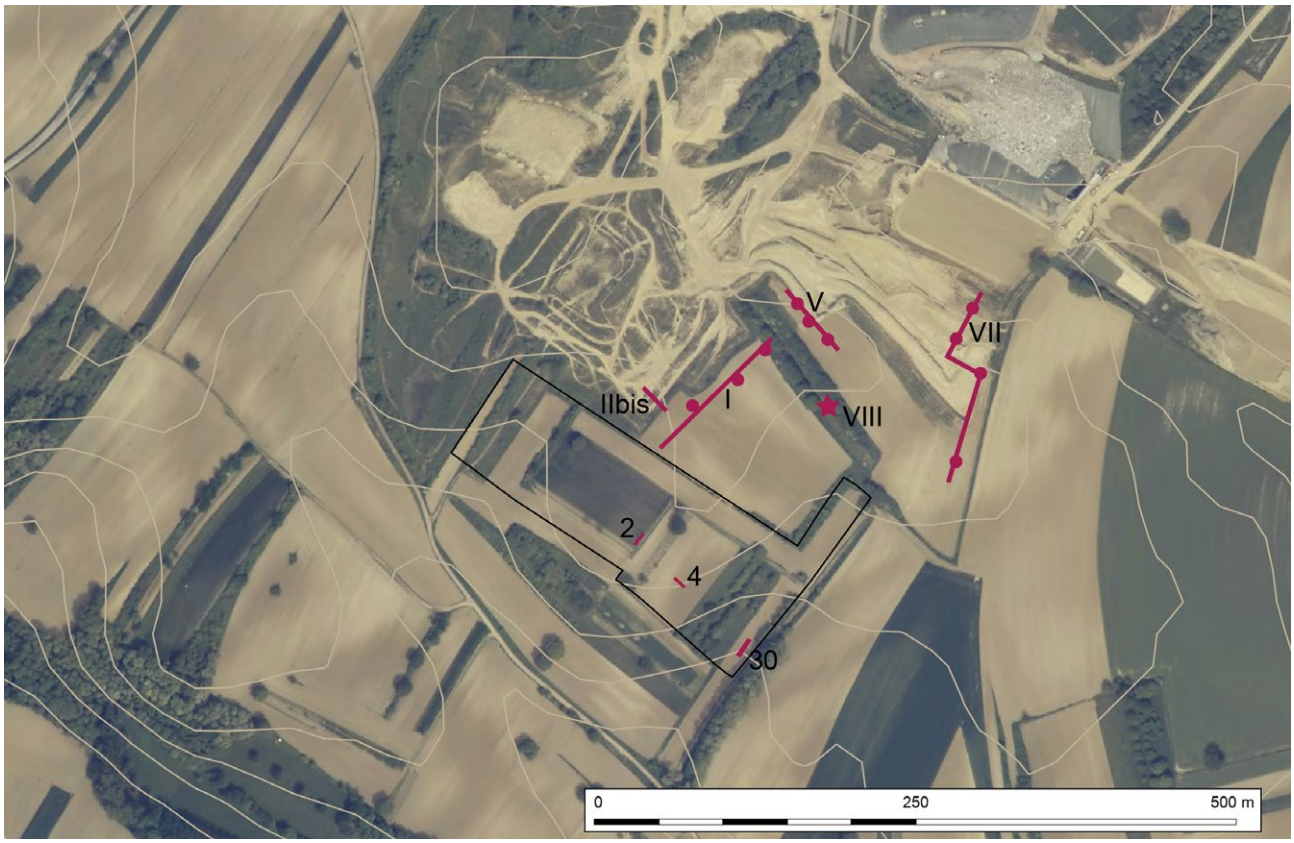


Fig. 41 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », localisation des profils principaux, VII, I et VIII, et des profils secondaires, IIbis et V, de la loessière de schaffhouse-près-Seltz. Le polygone noir figure l'emprise du diagnostic archéologique, avec les 3 tranchées présentées dans le texte. Equidistances des courbes de niveaux : 5 m.

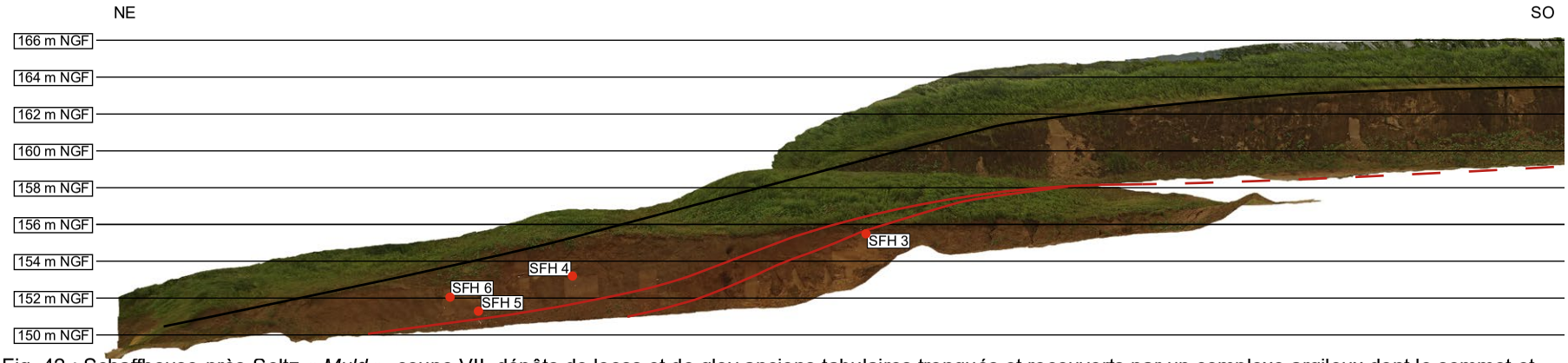


Fig. 42 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, dépôts de loess et de gley anciens tabulaires tronqués et recouverts par un complexe argileux dont le sommet et la base sont soulignés par des traits rouges. Ce complexe s'amenuise et disparaît en haut de colline. Les loess récents enveloppent complètement cette paléotopographie et créent une structure en « pelures d'oignon ». Les niveaux de loess récent inférieurs se situent en bas de colline dans le rectangle noir. Les échantillons OSL sont figurés par des points rouges (document P. Wuscher ; levé drone et redressement des photographies : Florian Basoge/Archéologie Alsace).



Fig. 43 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, vue des loess récents inférieurs. De gauche à droite, Simon Goudissard, Louise Woelfli et Simon Diemer sont en train de dégager le sommet du complexe de limons-argileux.

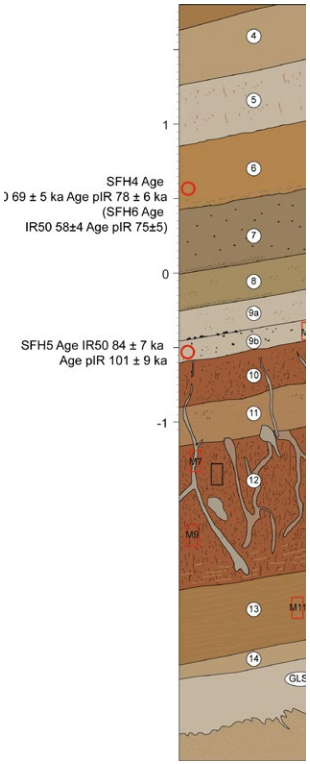


Fig. 44 : Schaffhouse-près-Seltz – Muld, coupe VII, profil synthétique des loess récents inférieurs avec positions des échantillons OSL (*cf* fig. 3.11).

à partir de relevés de terrain, d'analyses de laboratoire, de lames minces et de datations absolues. Ils sont complétés par des observations plus ponctuelles pour illustrer la variabilité spatiale des dépôts et rendre compte des formes du relief. Ils sont exposés des plus anciens, aux plus récents.

3.2.1 La coupe VII, la séquence du versant exposé au nord-est

Description et interprétation de terrain

À la base du versant exposé au nord-est (Fig. 42), les dépôts les plus anciens sont constitués d'une alternance de limons beiges et de limons gris avec des oxydations ferro-manganiques et des coquilles de mollusques ; l'ensemble a une structure globalement tabulaire (unité GSa). Ils sont tronqués et recouverts par un complexe de limons argileux, avec une structure prismatique et des enduits argileux (unités 14 à 12) dont le pendage est comparable à la pente actuelle du terrain et qui n'est présent que sur le versant. Vers le haut, il s'amenuise très vite (Fig. 42 et Fig. 43). Pour illustrer l'intégralité de la succession stratigraphique, un profil cumulique a été construit (Fig. 44).

Le complexe de limons-argileux démarre avec l'unité 14 (Tab. 6), des limons bruns décarbonatés, se poursuit avec l'unité 13, une alternance de lamines limono-argileuses brunes et de lamines limono-sableuses beige blanc, et se termine avec l'unité 12, des limons argileux brun rouge à structure prismatique qui présentent des enduits argileux (Fig. 45). Il est recoupé par des glosses, des langues gris clair de quelques centimètres de large et de quelques décimètres de long (Fig. 46). En coupe, leur forme ondulée évoque plutôt une origine racinaire, mais faute d'un décapage en plan, il est difficile d'être affirmatif. Le complexe de limons-argileux est recouvert par des limons argileux brun rouge, les unités 11 et 10, respectivement à structure lamellaire et à structure polyédrique, et par une unité gris pâle, l'unité 9, riche en charbons et en oxydes ferro-manganiques. Le petit échantillon de charbons de l'unité 9 regardé par Steffen Wolters (NIHK) est constitué exclusivement

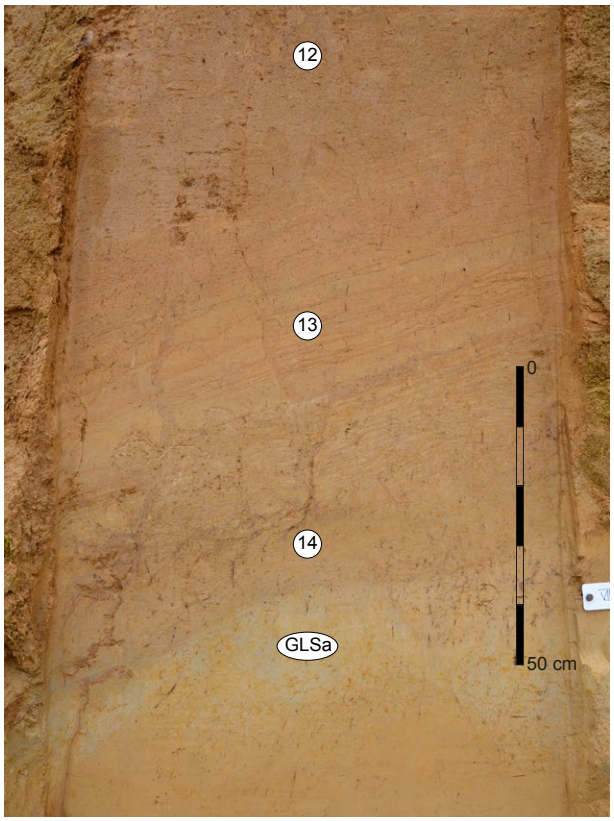


Fig. 45 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, vue de la base de l'horizon Bt.

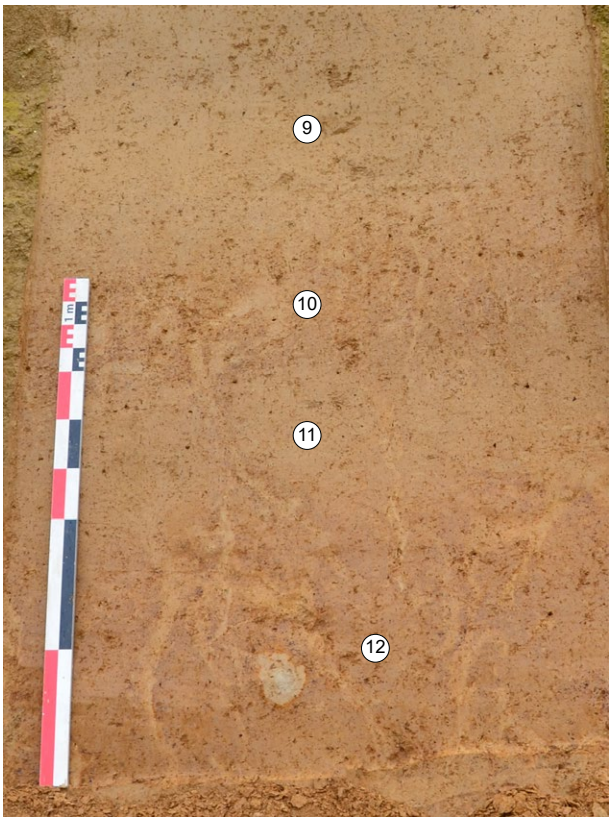


Fig. 46 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, vue du sommet de l'horizon Bt, unité 12, et des unités 11, 10, 9.

Unité	Épaisseur	Description
4	0,4 m	limons beige, structure massive
5	0,4 m	limons très légèrement sableux, gris bleu pâle légèrement hétérogène, plages grises et plages oxydés orangées, structure massive, quelques cavités biologiques, manchons carbonatés millimétriques (racines), abondance de coquilles entières
6	0,42 m:	Limons légèrement sableux, brun très pâle (10YR7/3), structure massive à prismatique, plages plus sableuses et plus claires, quelques coquilles
7	0,43 m	limons brun gris (10YR5/6 à 10YR6/3), structure massive à prismatique, quelques cavités biologiques, fragments calcaires millimétriques, quelques nodules d'oxydes de manganèse
8	0,2 m	limons, gris brun, structure massive à prismatique, quelques cavités biologiques, quelques nodules d'oxydes de manganèse
9a	0,2 m	limons légèrement sableux beige brun, structure bioturbée effondrée, logettes de lombrics avec boulettes fécales
9b	0,13 m	limons légèrement sableux, gris hétérogène, charbons (pins, identification Steffen Wolters, NIHK Wilhelmshaven), structure massive à polyédrique sub-anguleuse, nodules d'oxydes de manganèse (1 à 2 mm de diamètre), quelques lamines sableuses
10	0,29 m	limons argilo-sableux hétérogènes brun rouge (7,5YR5/4 à 5YR5/6), structure massive à polyédrique, charbons oxydés, oxydations ferro-manganiques abondantes, plages silteuses claires
11	0,26 m	limons argilo-sableux hétérogènes brun rouge (7,5YR5/4 à 5YR5/6), structure lamellaire soulignée par des lamines silteuses claires, charbons oxydés, oxydatio;ns ferro-manganiques
12	0,96 m	limons argileux brun rouge (7,5YR5/4 à 5YR5/6), structure prismatique à polyédrique, présence d'enduits argileux sur les faces des prismes, charbons oxydés et oxydations ferro-manganiques, glosses limono-sableuses beige blanche, de quelques centimètres de large pour plusieurs décimètres de long dont les limites sont localement marquées par un liseré orangé
13	0,46 m	lamines limono-argileuses brunes et lamines limono-sableuses beige blanche
14	0,11 m	limons brun gris
GL Saal	Base non atteinte	limons gris bleu clair, filaments oxydés (quelques mm de large pour quelques centimètres de long)

Tab. 6 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », description des unités de la coupe VII.

de pins. La base de l'unité 8, des limons gris brun, est marquée par des lits centimétriques plus sableux. L'unité est traversée par des cavités biologiques. Ces traits se retrouvent dans l'unité 7, caractérisée par une couleur plus sombre. La base de l'unité 6, des limons bruns, est elle aussi marquée de lamines plus sableuses. L'unité présente également des cavités biologiques. La séquence se termine par un horizon gris à oxydations ferro-manganiques et à coquilles de mollusques, l'unité 5, et par des limons beiges à structure massive, l'unité 4.

À la base, la succession de limons beiges et de limons gris présente les traits typiques d'une succession de loess et de gleys de toundra d'un cycle glaciaire. La nature très argileuse, la structure prismatique et les enduits argileux sur les faces des prismes de l'unité 12 sont caractéristiques d'un horizon Bt de luvisol, un sol de rang interglaciaire. Les unités 11 et 10 sont le produit du remaniement de cet horizon le long du versant et marquent le début de la période glaciaire. La couleur de l'unité 9 et les oxydes ferro-manganiques traduisent une redistribution du fer liée à la circulation d'eau. Ce type d'horizon est fréquemment rencontré au sommet de l'horizon Bt du dernier interglaciaire et marque l'entrée en glaciation (Antoine et al. 2016). Les lamines de l'unité 8 et à la base de l'unité 7, ainsi que les fragments calcaires millimétriques de l'unité 7, sont liés à une origine gravitaire et au ruissellement. La couleur et les traces de bioturbation de l'unité 7 sont le résultat du développement d'un sol relativement évolué qui évoque les sols steppiques de la fin du Début Glaciaire weichselien (Antoine et al. 2016). Les lamines à la base de l'unité 6 révèlent une reprise du ruissellement, tandis que la couleur de l'unité et les cavités biologiques témoignent du développement d'un sol qui rappelle les sols bruns arctiques du Pléniglaciaire inférieur ou du Pléniglaciaire moyen (Antoine et al. 2001 ; 2014), bien qu'aucun terrier fossile n'ait été mis en évidence. La couleur grise et les oxydations de l'unité 5 évoquent quant à elles un gley de toundra, alors que les limons beiges qui la fossilisent présentent les caractères d'un dépôt de loess.

Les sols les plus évolués de la base de la séquence, de l'unité 13 à l'unité 7, notamment l'horizon Bt, ont été caractérisés par des lames minces. La partie sommitale, plus homogène (unités 4 à 10), a quant à elle été détaillée par des analyses pédosédimentaires sur des échantillons de sédiments en vrac prélevés tous les 5 cm. Cette approche n'a pas semblé pertinente pour caractériser les unités 13 à 11, très hétérogènes avec des enduits argileux, des glosses et des nodules ferro-manganiques. A contrario, l'aspect massif des unités 5 et 4 n'a pas

justifié leur étude micromorphologique. Ainsi, seules les unités 10 à 7 ont fait à la fois l'objet d'une analyse micromorphologique et d'analyses pédosédimentaires.

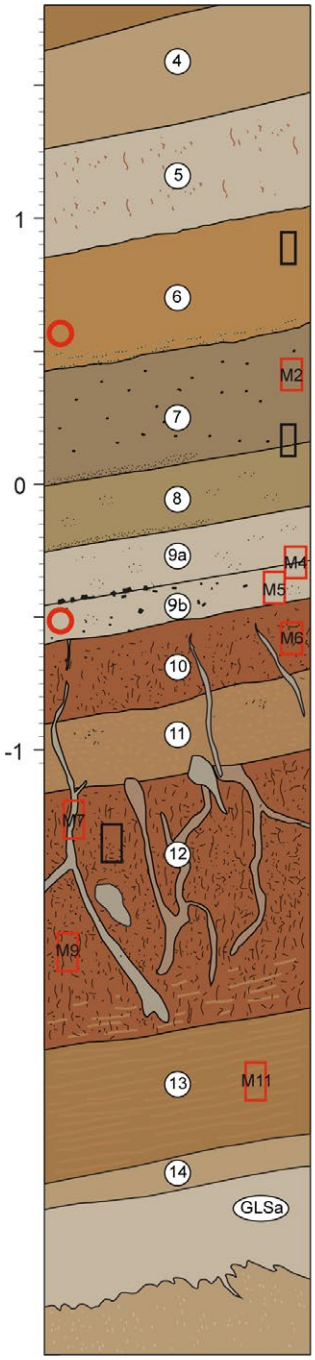
Pour participer à la datation de la séquence, quatre échantillons ont été datés par Frank Preusser à l'université de Freibourg avec deux méthodes de luminescence stimulée optiquement (OSL), la luminescence stimulée par infrarouge mesurée à 50°C (IR50) et la luminescence stimulée post-infrarouge (pIR) sur feldspaths. Les quartz de deux d'entre eux ont été datés dans un second temps pour conforter les premiers résultats.

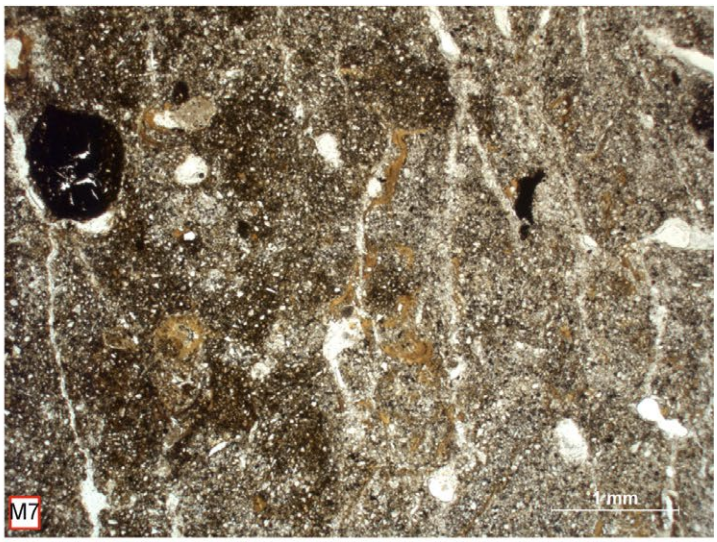
Caractères micromorphologiques de l'horizon Bt et des unités 13 à 7

Limons et sables sont constitués de quartz, de micas, de grenats et de feldspaths (Tab. 7). Dans l'unité 12, à savoir l'horizon Bt enfoui, seul le quartz est présent. Des fragments organiques humifiés ont été identifiés dans les unités 12, 10 et 9, ainsi que des charbons oxydés dans les unités 10 et 9. Des revêtements argileux remaniés, des papules, témoins du remaniement d'un sol, ont été observés dans l'unité 12 (horizon Bt enfoui), dans l'unité 10 et dans l'unité 9. Enfin, des biosphéroïdes de calcite secrétés par des lombrics ont été mises en évidence dans les unités 10, où elles sont en cours de dissolution, et dans l'unité 7 qui comprend aussi des fragments de coquilles de mollusques. La matrice est argilo-poussiéreuse, c'est-à-dire qu'elle est encombrée de débris opaque. Elle est présente sous la forme de bandes millimétriques dans l'unité 13 et peu abondante dans les glosses de l'unité 12. Elle est également peu abondante dans l'unité 9 qui montre des plages où elle a été lessivée. La biréfringence de la matrice est striée dans les unités 13, 12 et 10 (Fig. 47 et Fig. 48).

Unité	Lame	Microstructure	Composants	Traits pédologiques
7	2	porphyrique ouverte à fermée (pile d'assiettes), massive, porosité (10%) sous la forme de cavités biologiques et de fissures reprises par l'activité biologique	silts (quartz, grenats, micas) et sables (plagioclases), 2 granules, coquilles et tests coquillés, matrice argilo-calcaire poussiéreuse (débris noirs)	imprégnations ferro-manganiques (nodules de près d'1 mm de diamètre) parfois autour d'un noyau végétal, imprégnations carbonatées millimétriques, revêtements poussiéreux coalescents peu abondants
9	4	porphyrique ouverte à fermée avec des intercalations, massive, porosité (10%) sous la forme de cavités et de chenaux	silts (quartz, mais aussi micas), nodules oxydés aux limites nettes, débris végétaux humifiés mais aussi débris végétaux carbonisés et oxydés, matrice argilo-poussiéreuse, des plages où elle est moins abondante	abondantes imprégnations ferro-manganiques
9	5	porphyrique fermée, massive, porosité (10%) sous la forme de cavités et de chenaux	silts (quartz, mais aussi quelques micas), débris végétaux humifiés mais aussi débris végétaux carbonisés et oxydés, petites papules, quelques nodules oxydés aux limites nettes, matrice limono-argilo-poussiéreuse	abondantes imprégnations ferro-manganiques
10	6	porphyrique ouverte, nombreuses intercalations, agrégée, porosité (20 à 30%) sous la forme de grandes cavités d'entassement (plusieurs millimètres), de fissures, de vésicules et de chenaux biologiques	silts (quartz, plagioclases, rares micas..), papules, rares granules altérées, nodules ferrugineux, charbons ferruginisés, débris opaques (10 à 20 µm), matrice argilo-poussiéreuses plus ou moins abondante, biréfringence striée localement très marquée qui réorganise la biréfringence des papules présentes dans la masse fine	imprégnations ferro-manganiques (1 à 2 mm de diamètre) , rares pseudomorphoses racinaires carbonatées, plages localement lessivées, revêtements argileux et revêtements silteux
12	7	porphyrique ouverte, agrégée, porosité (10 à 20%) sous la forme de fissures, de quelques chenaux et de vésicules biologiques	quartz, papules, fragments organiques humifiés, matrice argilo-poussiéreuse, peu abondante dans la partie centrale de la lame localisée dans une glosse vue sur le terrain	plage centimétrique lessivée, nombreuses imprégnations ferrugineuses (parfois pluri-millimétriques) , revêtements argileux orangé lité puis revêtements silteux poussiéreux
12	9	porphyrique ouverte avec intercalations, agrégée, porosité (20%) sous la forme de cavités biologiques et de fissures	quartz, débris opaques, papules, matrice argileuse, biréfringence striée	nombreuses imprégnations ferrugineuses (parfois pluri-millimétriques), revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et des sables, argileux orangés lités, silteux poussiéreux
13	11	porphyrique ouverte à fermé localement géfurique, présence d'intercalations, massive, porosité (10%) sous la forme de micro-cavités d'entassement et de cavités biologiques	quartz, micas, débris opaques, matrice argileuse plus ou moins abondante, biréfringence striée	imprégnations ferrugineuses, revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et des sables

Tab. 7 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, description des lames-minces des unités 13 à 7.





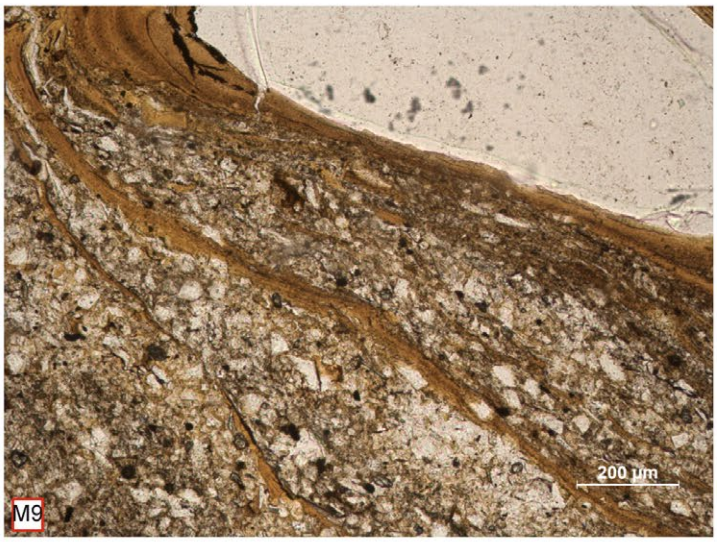




Fig. 47 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, principaux traits micromorphologiques. M11 : vue au microscope d'une des lamines de l'unité 13 à la base de l'horizon Bt enfoui (lumière polarisée non analysée) ; M9 : alternance de revêtements argileux limpides et de revêtements silteux poussiéreux dans la porosité de l'horizon Bt enfoui (unité 12, lumière polarisée non analysée) ; M7 : bordure d'une des glosses de l'horizon Bt enfoui (lumière polarisée non analysée). Les glosses sont séparées de la masse fine par un réseau de fissures parfois soulignées par des revêtements argileux. Leur matrice est plus silteuse et nettement moins argileuse que leur encaissant.

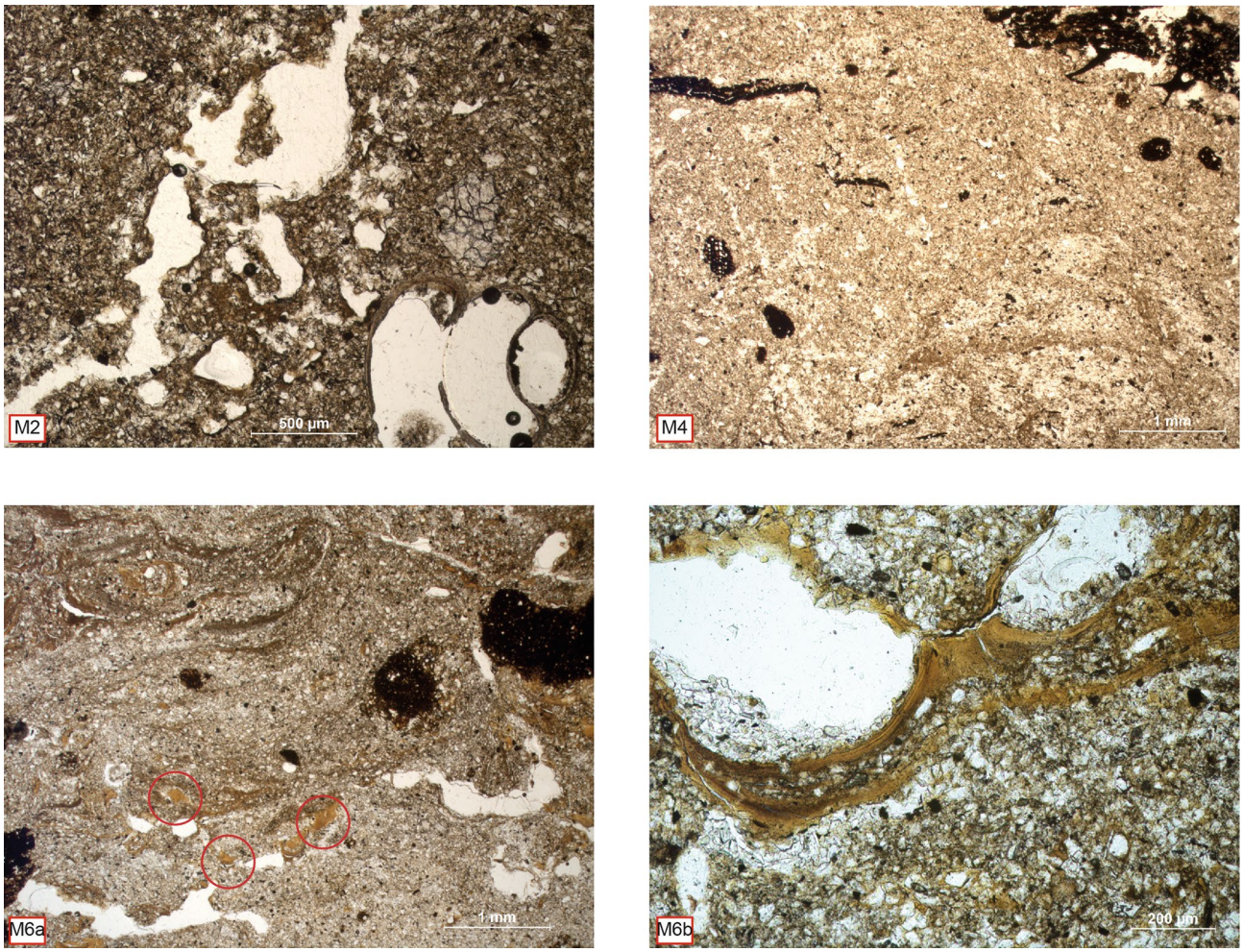


Fig. 48 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, principaux traits micromorphologiques. M6a : unité 10, intercalations boueuses et papules (certaines papules sont ceintes d'une auréole rouge pour les mettre en évidence) ; M6b : unité 10, alternance de revêtements argileux orangés limpides et de revêtements silteux et poussiéreux ; M4 : unité 9, intercalations et charbons oxydés ; des zones lessivées appauvries en matrice fine sont présentes autour des fissures ; M2 : plagioclase et coquilles de mollusques, revêtements argileux poussiéreux peu développés dans la porosité et plages lessivées autour du vide.

Dans la majorité des unités, l'organisation entre éléments grossiers et matrice argileuse est porphyrique, c'est-à-dire que les grains sont répartis de manière homogène dans la matrice, sauf dans l'unité 13 où elle est géfurique dans les lentilles où la matrice est peu abondante et forme des ponts entre les grains. La structure porphyrique est dite ouverte, c'est-à-dire que les grains sont tous séparés les uns des autres, sauf dans l'unité 9 et dans l'unité 7, où elle est localement fermée, les grains étant en contact les uns avec les autres. L'organisation géfurique de certaines lentilles de l'unité 13 témoigne de son faible développement pédologique, la matrice n'étant pas encore assez abondante pour pénétrer l'intégralité des espaces interstitiels entre les grains de limons grossiers. L'organisation porphyrique des autres unités indique une bonne homogénéisation des sédiments fins et grossiers par la faune du sol et des alternances d'humectation et de dessiccation après leurs dépôts. Toutefois, la fermeture de la structure porphyrique de certaines plages de l'unité 9 et de l'unité 7 est liée au lessivage dans l'unité 9 et à des bioturbations dans l'unité 7. Des intercalations, des tris granulométriques avec des plages plus fines, ont été mises en évidence dans les unités 13, 12, 10 et 9. Elles témoignent d'épisodes d'engorgement en eau et de prise en masse du sol.

La porosité est estimée entre 10 et 30 %. Elle est surtout bien exprimée dans l'unité 12, l'horizon Bt, et dans l'unité 10. Elle est principalement constituée d'espaces interstitiels entre les grains dans l'unité 13 et entre des agrégats millimétriques non jointifs dans l'unité 10. Dans l'unité 12, elle est surtout représentée par des fissures. Dans les unités 9 et 7, elle est d'origine biologique.

L'ensemble des unités présente des imprégnations ferrugineuses. Dans l'unité 13, elles soulignent les lamines. Dans les autres, elles prennent la forme de petits nodules qui peuvent atteindre 7 millimètres de diamètre dans l'unité 12 et 1 à 3 millimètres dans les unités 10, 9 et 7. Ces petits nodules sont parfois formés autour d'un débris organique. Ils témoignent d'une alternance de phases d'humectation et de dessication.

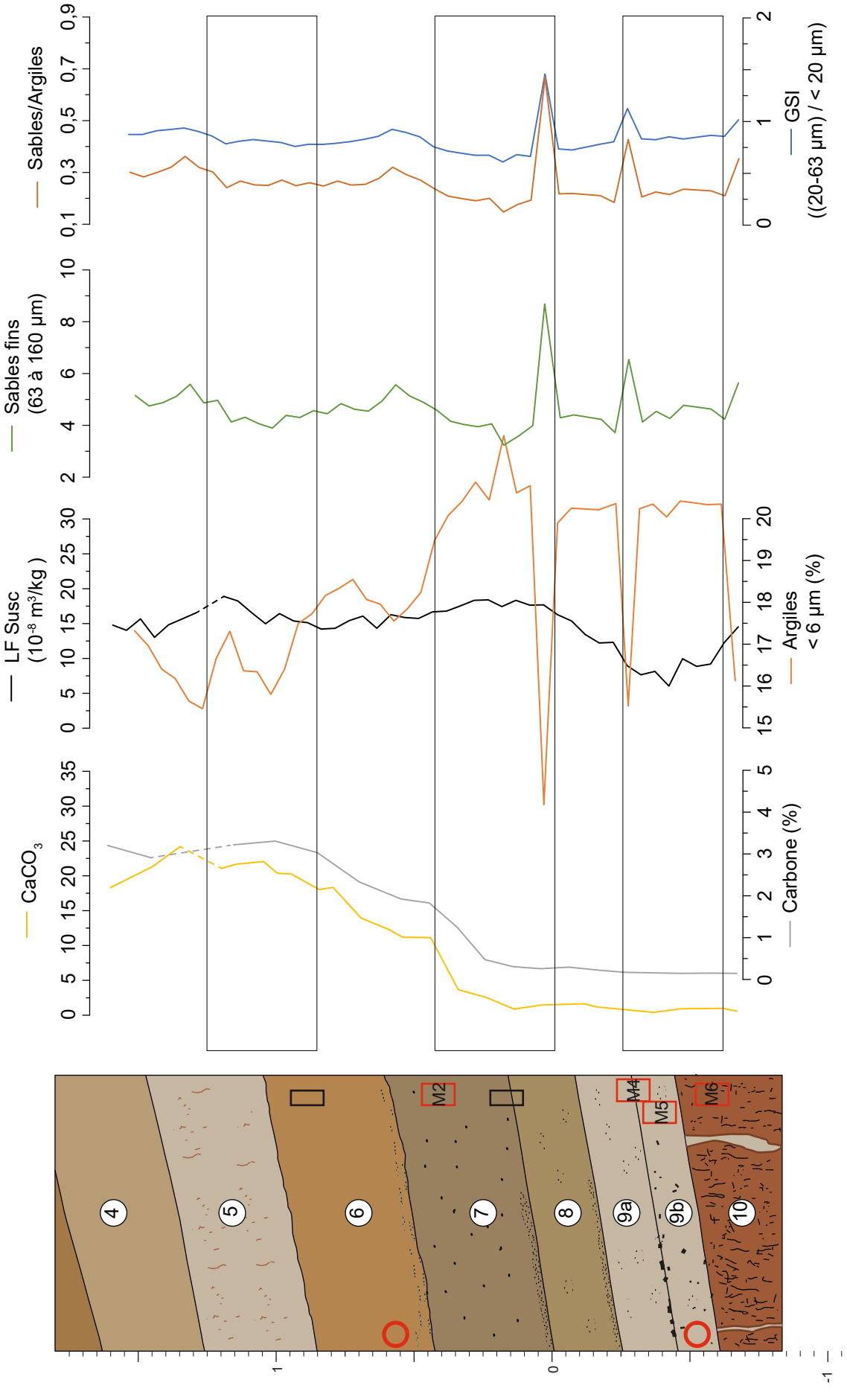
Des revêtements argileux ont été observés dans la porosité des unités 13, 12 et 10. Ils sont également présents, bien que très rares, dans l'unité 7. À la base de la séquence, dans l'unité 13, les limons lités, il s'agit de revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et des sables (Fig. 47 et Fig. 48). Dans l'unité 12, l'horizon Bt, des fragments de revêtements orangés brisés ont été mis en évidence dans la masse. Trois générations de revêtements plus récents ont été identifiées dans la porosité de l'unité. À la base, les revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et des sables, sont similaires à ceux de l'unité 13. Ils sont suivis par des revêtements argileux orangés lités. La dernière génération est constituée de revêtements silteux poussiéreux. Dans l'unité 7, les rares revêtements sont poussiéreux et couvrent l'intégralité des vides. D'après la littérature, les revêtements argileux, jaune orangé, microlités traduisent une couverture forestière tempérée, tandis que les revêtements plus grossiers et poussiéreux indiquent des surfaces dénudées riches en résidus organiques liés à un climat plus froid et plus humide ou aux pratiques agricoles (Cremaschi et al. 1990 ; Fédoroff, Courty 2002). Dans les limons lités et l'horizon Bt, les unités 13 et 12, puis dans l'unité 10, les revêtements mis au jour révèlent ainsi plusieurs phases, de la plus ancienne à la plus récente :
• une phase précoce avec une alternance de revêtements argileux et de revêtements poussiéreux dans l'unité 13, les limons lités à la base du profil, qui témoignent de conditions encore froides et de surfaces au moins localement et temporairement dénudées (unité 13) ;
• un remaniement de revêtements argileux redistribués (unité 12) ;
• une alternance de revêtements argileux et de revêtements poussiéreux de conditions froides avec des surfaces localement dénudées (unité 12) ;
• des revêtements argileux orangés lités qui évoquent plutôt une couverture forestière (unité 12) ;
• des revêtements poussiéreux et grossiers liés au retour de conditions froides et de surfaces dénudées (unités 12 et 10).

L'absence de revêtements dans l'unité 9, est vraisemblablement liée à son lessivage, l'unité ayant manifestement évolué en horizon E. Leur faible expression dans l'unité 7 peut quant à elle témoigner d'une aridification du climat.

Caractères pédosédimentaires des unités 10 à 4

La teneur en carbonates de calcium n'est jamais nulle et se situe entre 0,45 et 24,1% (Fig. 49). Elle est très faible dans les unités 10 à 8 où elle varie entre 0,45 et 1,71%. Elle est toujours faible à la base de l'unité 7, mais augmente progressivement pour atteindre 3,71% au sommet. Elle augmente ensuite fortement à 17,98 % dans les unités 6, 11 et 13 et dépasse 20 % dans les unités 5 et 4. Les variations de la teneur en carbonates définissent ainsi trois ensembles. A la base, les valeurs très faibles du premier ensemble, les unités 10 à 8, peuvent s'expliquer par une pédogénèse marquée où le lessivage est un des processus dominant, un caractère notable sur le terrain. Les valeurs ne sont cependant pas nulles, ce qui peut traduire une faible recarbonatation de l'ensemble lors de la mise en place des unités postérieures. La hausse des carbonates dans le second ensemble, les unités 7 et 6, indique l'arrivée progressive d'une composante loessique dans les dépôts de pente et une aridification du

Fig. 49 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, données granulométriques, teneurs en carbonates de calcium, carbone totale et susceptibilité magnétique des unités 10 à 4. Les pointillés marquent la position du décrochement entre les deux colonnes de prélèvements, celle du haut ayant été décalée pour éviter le front de décarbonatation.


CaCO3
LF Susc (10-8 m3/kg)
Sables fins (63 à 160 µm)
Sables/Argiles
Carbone (%)
Argiles < 6 µm (%)
GSI ((20-63 µm) / < 20 µm)
4
5
6
7
8
9a
9b
10
M2
M4
M5
M6

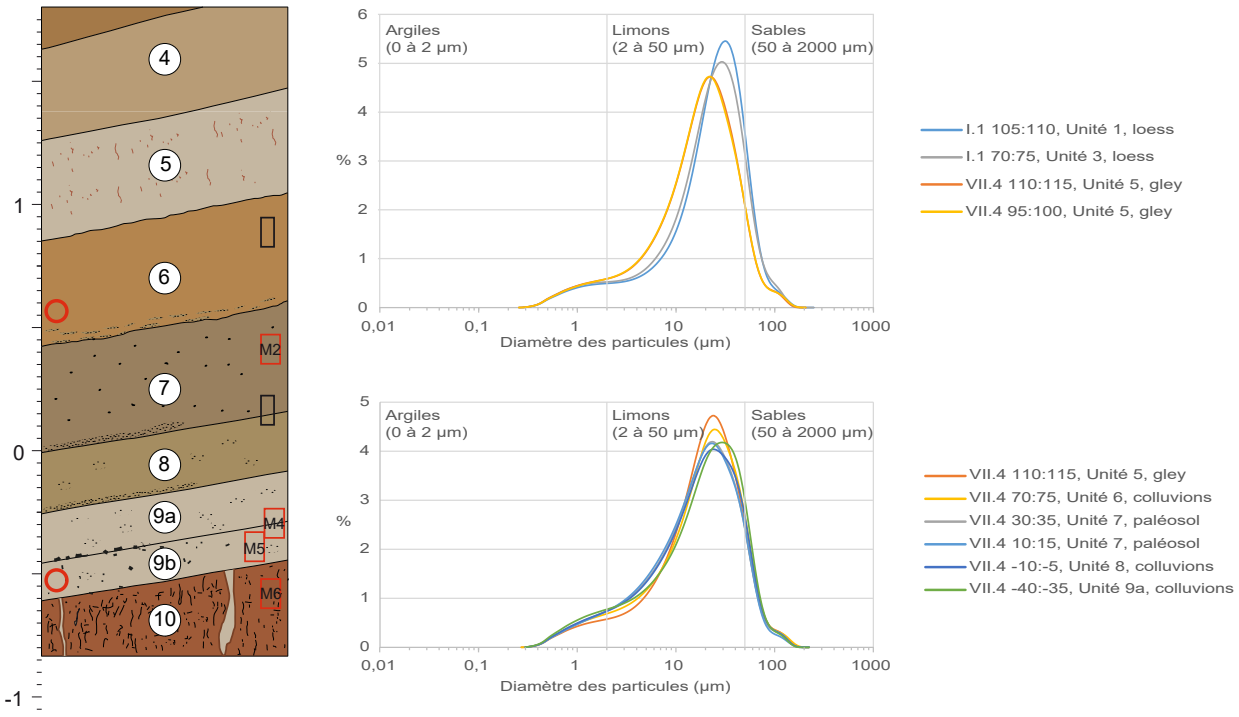


Fig. 50 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », courbes des fréquences granulométriques des principales unités. Deux courbes de loess typiques du profil I (I.1 105-110 et I.1 70-75) sont ajoutées à titre de comparaison.

climat. Les valeurs maximales atteintes dans les unités 5 et 4 s'expliquent par les caractères loessique et plus sec de cet ensemble.

Les valeurs de susceptibilité magnétique sont comprises entre 5,85 et 21,9 $10^{-8}m^3/kg$. À la base, dans l'unité 10, les valeurs passent de 14,3 à 9 $10^{-8}m^3/kg$ et dans l'unité 9, elles s'échelonnent entre 5,85 et 9,75 $10^{-8}m^3/kg$ et sont les plus faibles du profil. Elles augmentent progressivement dans l'unité 8 pour atteindre 16,05 $10^{-8}m^3/kg$ à son sommet. Dans les unités 7 à 4, elles dépassent presque systématiquement 15 $10^{-8}m^3/kg$. Des valeurs plus fortes ont été mesurées dans l'unité 7, où elles sont supérieures à 17 $10^{-8}m^3/kg$ avec un maximum de 18,9 $10^{-8}m^3/kg$. Elles augmentent également progressivement vers le sommet de l'unité 5 pour culminer à 21,7 10^{-8} m^3/kg. Les données de susceptibilité magnétique définissent ainsi deux grands ensembles. Le sommet de l'unité 10 et l'unité 9 présentent les valeurs les plus faibles du profil, ce qui peut être lié au lessivage et à la stagnation d'eau, dont les indices ont été observés sur le terrain, mais aussi en lames minces. Ces traits sont particulièrement bien exprimés dans l'unité 9 caractérisée par une couleur gris clair. Mais dans l'optique d'un horizon lessivé, ces valeurs paraissent tout de même élevées. Elles peuvent s'expliquer par la présence de minéraux magnétiques formés lors des incendies à l'origine des charbons de l'unité. Dans l'ensemble supérieur, du sommet de l'unité 8 à l'unité 4, les valeurs toujours supérieures à 15, sont plus faibles que celles des horizons humifères du Début Glaciaire weichselien, dont les valeurs dépassent généralement 30 $10^{-8}m^3/kg$. Seul le sol le plus récent de Dolní Věstonice présente des valeurs autour de 20 10^{-8} m^3/kg (Antoine et al. 2013). Elles sont en revanche plus fortes que celles des sédiments du Pléniglaciaire inférieur, généralement comprises entre 12 et 14 $10^{-8}m^3/kg$, mais dans les mêmes gammes que celles des sols bruns arctiques du Pléniglaciaire moyen d'Havrincourt, comprises entre 12 à 16 $10^{-8}m^3/kg$ (Antoine et al. 2014). Il est dès lors tentant de corréler l'unité 7 avec le dernier horizon pédologique du Début Glaciaire weichselien et l'unité 6 avec un des sols bruns arctiques du Pléniglaciaire inférieur ou du Pléniglaciaire moyen (Antoine et al. 2001). Les valeurs de l'unité 5 qui présentent les caractères d'un gley de toundra sont en revanche anormalement élevées pour un gley où elles oscillent généralement autour de 6 à 8 $10^{-8}m^3/kg$ (Antoine et al. 2002 ; 2013 ; 2014). Au sommet, elles pourraient témoigner de la dégradation d'un sol brun arctique par hydromorphie ou signer la présence d'un tuf volcanique, qui aurait ici été dispersé par l'activité biologique et des cycles de gel-degel. Deux tufs pourraient

occuper cette position stratigraphique, le tuf de Rambach (Lehmkuhl et al. 2016) et le tuf d'Eltville. Le premier est daté autour de 28-32 ka et aucune valeur de susceptibilité magnétique n'a été trouvé dans la littérature. Le second s'est déposé autour de 24 ka (Zens et al. 2017) et présente une valeur de 32 $10^{-8}m^3/kg$ à Nussloch (Antoine et al. 2009). Il se dépose en contexte froid et sec et n'est jamais fortement dispersé dans un gley. Il paraît donc peu probable qu'il ait été mis en évidence ici.

La teneur en particules inférieures à 6 µm est comprise entre 13 et 22%. Si l'on excepte trois minimas ponctuels dans les unités 10, 9 et à la base de l'unité 7, elle est supérieure à 20% des unités 10 à 7, pour baisser progressivement dans l'unité 6 et atteindre moins de 17% dans les unités 5 et 4. La teneur en sables fins oscille entre 3,2 et 8,6%, mais dans la plupart des échantillons elle est comprise entre 4 et 5%. Trois pics de sables fins, associés aux minimas ponctuels d'argiles, apparaissent toutefois dans les unités 10, 9 et à la base de l'unité 7, ce dernier étant responsable de la valeur maximale de 8,6%. Quelques variations mineures ont également été notées. Ainsi, à la base de l'unité 7, la teneur en sables fins est inférieure à 4%, mais reste toujours supérieur à 3%. A l'opposée, elle dépasse les 5% à deux reprises dans la moitié inférieure de l'unité 6 et à trois reprises dans l'unité 4, mais ne dépasse jamais 5,5%. Les pics observés à la base sont en relation avec des plages plus grossières mises en évidence sur le terrain dans l'unité 10 et avec les lamines sableuses des unités 9 et 7. La reconnaissance de ces traits sédimentaires, d'épaisseur millimétrique et très discontinus, par les données granulométriques revêt toutefois un caractère relativement aléatoire, toutes les lamines n'apparaissant pas dans les courbes, notamment celles de l'unité 8 pourtant vues sur le terrain. Les lamines à la base de l'unité 6 ne sont quant à elles responsables que d'une hausse mineure des sables fins. La teneur plus importante en argiles tient à l'évolution pédologique des unités 10 à 7. Elle s'amenuise avec l'arrivée des sédiments loessiques, progressive dans l'unité 6, plus franche dans l'unité 5. Enfin, les baisses mineures de sables fins, dans l'unité 7 et dans une moindre mesure dans l'unité 5, sont les conséquences d'une stabilité relative du milieu et du développement de sols. A l'opposé, les petites hausses observées dans l'unité 4 traduisent une reprise de la sédimentation.

Le rapport sables/argiles est toujours inférieur à 0,3 et, hormis les 3 pics des unités 10, 9 et 8 mentionnés précédemment, ne montre pas de variations significatives, de même que le GSI compris entre 0,7 et 1. Dans cette séquence globalement dominée par la pédogénèse et les processus de versants, ces indices apportent finalement peu d'informations. Les courbes de fréquence des différentes classes granulométriques sont aplaties dans la majeure partie du profil. Elles s'affinent vers le sommet du fait de la décroissance des fractions argileuses et limoneuses fines (Fig. 50).

Au final, les limites observées dans les courbes ne correspondent pas tout à fait avec celles relevées sur le terrain. Cela tient aux interfaces diffuses liées aux différentes phases de pédogénèse, à l'irrégularité des contacts stratigraphiques et surtout à la pente amont-aval qui est responsables de discontinuités importantes.

Datations numériques

Les feldspaths du sommet des loess sous les unités 12 et 13 constitutifs de l'horizon Bt ancien ont livré un âge IR50 de 108 ± 16 ka et un âge pIR de 133 ± 16 ka, alors que l'âge obtenu sur quartz est de 81 ± 11 ka (SFH3, Fig. 42, Tab. 8). Ceux de l'unité 9, postérieure à l'horizon Bt, ont quant à aux été datés par l'IR50 et le pIR respectivement de 84 ± 7 ka et de 101 ± 9 ka (Fig. 42 et Tab. 8). L'unité 6 a fait l'objet de deux prélèvements pour une même position stratigraphique. Les feldspaths ont fourni des âges IR50 de 69 ± 5 ka et de 58 ± 4 ka, des âges pIR de 78 ± 6 ka et de 75 ± 5 ka. Les quartz ont donné 62±4 ka (Fig. 42 et Tab. 8).

De manière générale, les âges peuvent être sous-estimés à cause d'une instabilité du signal de luminescence ou surestimés si le blanchiment initial des grains était partiel. Les âges IR50 sont plus sensibles à une altération du signal tandis que la question du blanchiment partiel est plus prégnante pour les âges pIR, mais les deux processus peuvent interagir (Frank Preusser, communication orale). Vu le mode de dépôts par ruissellement et petites coulées boueuses et la teneur en argiles relativement importante, un blanchiment partiel ne peut pas être exclu pour l'ensemble de la succession stratigraphique. Les âges IR50 et quartz obtenus sous l'horizon BT enfoui induisant la présence de loess au Début Glaciaire weichselien et le développement d'un luvisol posté-

Lab code	Method	Depth (m)	n	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka-1)	De IR50/OSL (Gy)	De pIR (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR (ka)
SFH1	F-pIR225	6.18	5	1.35±0.02	9.42±0.30	2.44±0.06	2.94±0.20	456.35±13.18	485.37±19.54	155±11	165±13
SFH2	F-pIR225	5.18	5	1.39±0.01	9.31±0.40	2.45±0.08	2.98±0.20	469.89±24.41	507.12±19.85	158±13	170 ±13
SFH3	F-pIR225	4.21	5	1.29±0.01	9.02±0.25	2.42±0.08	2.87±0.19	309.69±42.45	382.13±27.64	108±16	133±13
SFH3	Q-OSL	4.21	5	1.29±0.01	9.02±0.25	2.42±0.08	2.53±0.34	205.58±24.66	-	81±11	-
SFH4	F-pIR225	2.76	5	1.25±0.01	11.06±0.46	2.91±0.08	3.20±0.23	222.14±7.92	249.65±6.45	69±5	78±6
SFH5	F-pIR225	3.00	5	1.27±0.01	11.79±0.60	3.40±0.10	3.44±0.25	291.01±10.09	347.66±18.22	84±7	101±9
SFH6	F-pIR225	2.25	5	1.47±0.02	10.84±0.40	2.86±0.11	3.38±0.21	196.77±3.62	253.26 ±6.38	58±4	75±5
SFH6	Q-OSL	2.25	5	1.47±0.02	10.84±0.40	2.86±0.11	2.98±0.19	183.29±4.97	-	62±4	-
SFH7	F-pIR225	5.95	5	1.16±0.01	9.05±0.35	2.67±0.10	2.83±0.20	84.42±6.08	95.45±4.77	29.8±3.0	33.7±2.9
SFH8	F-pIR225	1.25	5	1.09±0.02	7.98±0.35	2.59±0.05	2.72±0.18	60.46±3.42	72.47±1.83	22.2±2.0	26.6±1.9
All samples: 4-11 µm, W% = 15-25 %, K inter = 12.5±1.0 %											

Tab. 8 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », datations obtenues à partir de grains de feldspath et quartz avec les méthodes de la luminescence stimulée optiquement (Frank Preusser).

rieurement ne sont pas compatibles avec les cadres climatiques et pédosédimentaires élaborés jusqu'à présent (Rasmussen et al. 2014 ; Antoine et al. 2016 ; Haesaerts et al. 2016 ; Lehmkuhl et al. 2016). L'âge pIR permet quant à lui une attribution au Saalien supérieur, plus cohérente. De même, l'âge pIR de 101 ± 9 ka obtenu dans l'unité 9 (SFH5) apparaît en accord avec ce qui est connu de la première partie du Début Glaciaire weichselien. En effet, l'unité présente des caractères communs avec le sol de Bettencourt, développé sur colluvions lessivées dans un environnement riche en pins (Antoine et al. 2016). L'âge IR50 de 84±7 ka paraît en revanche un peu jeune, cette fourchette chronologique étant plutôt caractérisée sur les versants loessiques par des horizons sombres et organiques interprétés comme des sols humifères développés sous forêt de pins (Antoine et al. 2016). En outre, les processus de lessivage observés dans l'unité 9 peuvent avoir induit une instabilité du signal de luminescence susceptible d'avoir affecté le signal IR50.

Pour l'unité 6, les âges IR50 des échantillons SFH6 et SFH 4, respectivement de 58 ± 4 ka et de 69 ± 5, présentent des écarts importants, plus de 10 ka, alors que les échantillons occupent la même position stratigraphique, ce qui pourrait là encore s'expliquer par l'instabilité du signal. Les âges pIR, respectivement 75 ± 5 ka et 78 ± 6 ka, sont en revanche cohérents. L'âge de 62 ± 4 ka obtenu sur quartz est légèrement plus jeune. La période comprise entre 80 ky et 70 ky correspond à la fin du Début Glaciaire weichselien. Elle est caractérisée par des sols steppiques à Dolní-Věstonice et dans le nord de la France (Antoine et al. 2013 ; 2016). L'unité 7, immédiatement sous-jacente à l'unité datée présente les caractères pédologiques de type de sol. L'unité 6 montre quant à elle la première hausse majeure en carbonates, ce qui traduit les premières arrivées loessiques dans le profil. Dans les glaces du pôle Nord, les premiers pics de poussières sont datés autour de 70-69 ky (Rasmussen et al. 2014). Il est dès lors tentant de retenir la limite la plus récente de la fourchette de l'âge pIR, qui correspond par ailleurs à la fourchette la plus ancienne d'un des âges IR50.

Discussion et synthèse

Les unités 14 à 12 sont les fruits d'une histoire interglaciaire polyphasée. Les limons lités, l'unité 13, présentent une alternance de limons pauvres en matrice et de limons avec un support matriciel argileux important caractérisée en lame-mince par une biréfringence striée. Les traits micromorphologiques observés n'évoquent pas des dépôts ruisselés (Bertran, Texier 1999), mais plutôt des limons à doublets, de l'illuviation en bandes d'argiles, de fer et de matière organique dans la structure lamellaire d'un sol encore gelé de façon saisonnière (Lautridou 1985). Ces limons lités présentent en outre des revêtements argileux et des revêtements poussiéreux liés à des conditions encore froides et des surfaces au moins localement et temporairement dénudées (Cremaschi et al. 1990). Dans l'unité 12, qui présente les caractères de terrain d'un horizon BT, après une phase de remaniement

et de redistribution de revêtements argileux, une seconde génération de revêtements argileux et de revêtements poussiéreux se dépose, toujours dans des conditions froides avec des surfaces localement dénudées. Elle est suivie par une troisième génération, des revêtements argileux orangés lités qui signent plutôt une couverture forestière tempérée (Cremaschi et al. 1990 ; Fédoroff, Courty 2002). Enfin, se mettent en place des revêtements poussiéreux et grossiers liés au retour de conditions froides et de surfaces dénudées.

L'horizon Bt enfoui est tronqué et recouvert par les unités 11 et 10 qui marquent la fin de l'Eemien et le passage au Début Glaciaire weichselien. Leur structure lamellaire, les lamines silteuses claires et les caractères micromophologiques témoignent de cycles de gel-dégel superficiel, d'épisodes de fluage à l'état semi-boueux de l'horizon BT, mélangé avec des muscovites probablement issues de l'érosion des loess saaliens en haut de versant. Leur mise en place est suivie par une alternance de revêtements argileux orangés limpides et de revêtements silteux et poussiéreux dans la porosité de l'unité 10 qui témoignent de conditions humides et froides et de surfaces dénudées. Ces revêtements peuvent être mis en relation avec l'unité 9 sus-jacente, des colluvions riches en charbons de pins, qui présentent des traits de lessivage, sur le terrain et en lame-mince. L'âge pIR à 101 ± 9 ka obtenu dans l'unité 9 est cohérent avec les environnements connus sur les versants loessiques au début du Début Glaciaire weichselien, des sols gris forestiers avec des traces d'illuviation d'argiles poussiéreuses (Antoine et al. 2016).

Les lamines à la base de l'unité 8, le pic de sables et les courbes granulométriques très aplaties sont les marques d'un retour des dépôts de pente, probablement du ruissellement diffus et des petites coulées boueuses. La faible carbonatation de l'unité montre que c'est une couverture pédologique évoluée qui est érodée à l'amont et que les loess saaliens apportent une contribution mineure à ces dépôts. Les lamines à la base de l'unité 7 montre la poursuite du ruissellement et des dépôts de pente. Elles ont toutefois été largement gommées par le développement d'un sol, exprimé par la couleur et les valeurs de susceptibilité magnétique les plus élevées du profil. Les imprégnations ferro-manganiques et quelques très rares revêtements argileux poussiéreux indiquent le maintien d'une certaine humidité. Les valeurs de carbonates de calcium et la conservation de coquilles témoignent toutefois de l'intensité relativement faible du développement pédologique. Les valeurs de susceptibilité magnétique évoquent celles des derniers horizons pédologiques du Début Glaciaire weichselien, des sols steppiques, autour de 80-70 ka (phase B de Antoine et al. 2013).

Les matériaux de l'unité 6, avec toujours des lamines sableuses à la base, sont également des dépôts de pente. La hausse importante des carbonates et la baisse des argiles témoignent toutefois d'un changement des sédiments disponibles dans l'environnement. Autour de 70-69 ka, les premières arrivées massives de poussières sont enregistrées dans les glaces du pôle Nord (Rasmussen et al. 2014). Les caractères pédosédimentaires de l'unité et le cadre paléoclimatique incitent donc à retenir la fourchette la plus récente des âges pIR, autour de 70 ka. Coquilles de mollusques et valeurs de susceptibilité résultent d'une phase de pédogénèse peu exprimée qui présente les caractères d'un sol brun arctique.L'unité 5 est un gley de toundra développé sur des matériaux loessiques qui présentent des courbes de fréquences granulométriques typiques et une forte teneur en carbonates, supérieure à 20%. Ses valeurs de susceptibilité magnétique élevées peuvent être héritées d'une phase de pédogénèse antérieure ou signer la présence d'un tuf volcanique. Il est fossilisé par l'unité loessique 4.

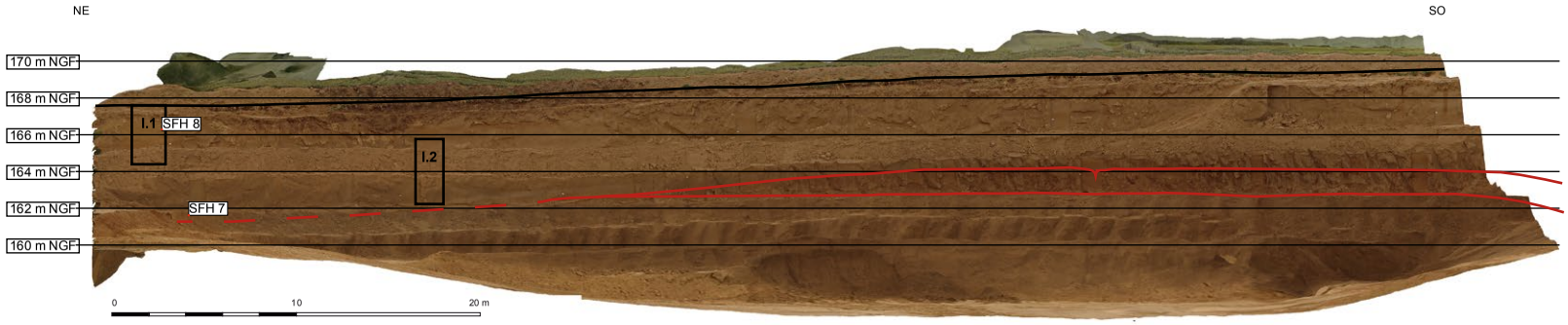


Fig. 51 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe I. Les traits rouges sur le versant matérialisent l'horizon Bt eemien et la base du Weichselien (document P. Wuscher, levé drone et redressement des photographies : Florian Basoge/Archéologie Alsace).

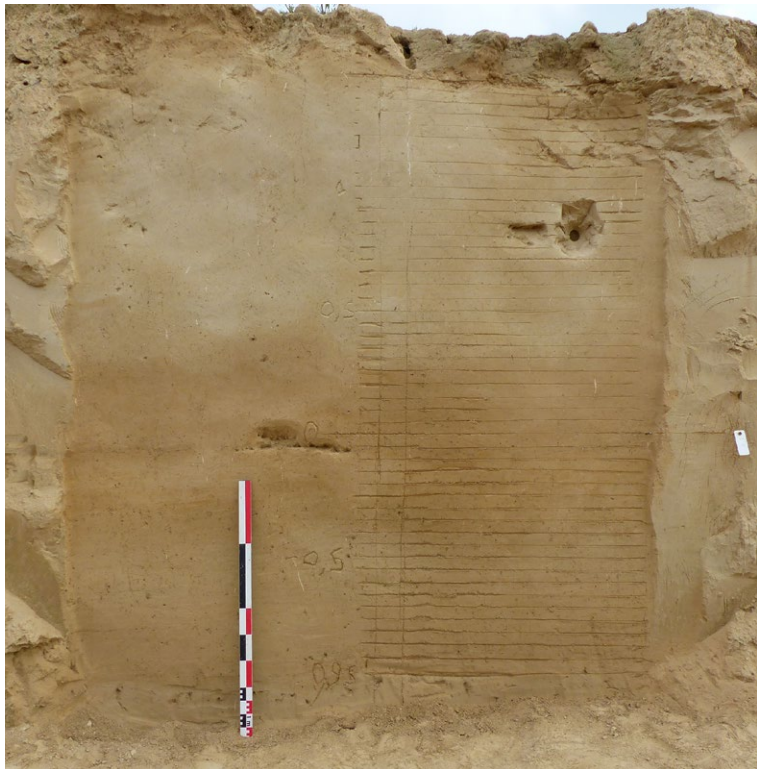


Fig. 52 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe I, vue du profil I.1 avec implantation des colonnes malacologique et sédimentologique et position du prélèvement OSL



Fig. 53 : Schaffhouse-près-Seltz *« Muld* », coupe I, vue du profil I.3 avec des figures de fluage au sommet des limons lités bruns, unité 5.

3.2.2 La coupe I, la séquence en haut de colline

Description et interprétation de terrain

Au sommet de la colline exploitée par la carrière, les dépôts les plus anciens sont constitués d'une alternance de limons beiges et de limons gris avec des oxydations ferro-manganiques et des coquilles de mollusques. Au sud-ouest, ils sont recouverts par le complexe argileux décrit et daté de l'Eemien dans le profil VII, avec un horizon à structure prismatique et à enduits argileux, caractéristiques d'un horizon Bt de luvisol. Ce complexe s'amenuise rapidement vers le nord-est et laisse place à des lambeaux de limons argileux flués sur lesquels prend place la séquence weichselienne la plus épaisse du site (Fig. 51).

La séquence est constituée ici d'une alternance d'unités beiges (unités 20, 18, 16, 14, 12, 11, 9, 7, 3 et 1, Fig. 52 à Fig. 56) et d'horizons gris avec des oxydes ferro-manganiques (nodules ou filaments) et des coquilles de mollusques bien visibles en coupe (unités 21, 19, 17, 15, 13, 10, 8, 4 et 2, Fig. 56 et Tab. 9). Certains horizons sont très fins ou composites (Fig. 56). Ainsi, l'unité 17 est constituée de trois horizons gris, beige et gris, épais chacun de 4 à 5 cm. L'unité grise 13 est quant à elle litée et les unités 9 et 8 sont épaisses d'à peine 5 cm. En outre, les unités loessiques 13 et 12, mais surtout les unités 6 et 5 (Fig. 56) présentent des litages millimétriques de sables blancs, oranges ou roses. Ces lits sont jalonnés tous les 10 à 20 cm de microfentes centimétriques en forme de V (Fig. 55). L'unité 5, le terme supérieur de cet ensemble de limons lités, est orangée (Fig. 52, Fig. 53). Localement, son sommet présente des ondulations et des langues, liées à des cycles de gel-dégel. Elle est également parcourue par une lamine noire d'épaisseur millimétrique (Fig. 54).

Les horizons beiges présentent les caractères typiques de sédiments loessiques, tandis que la coloration grise et les oxydations ferro-manganiques traduisent le développement de gleys de toundra. Les gleys les plus fins ou les unités composites indiquent du fluage et des troncatures lors des épisodes de gel/degel les plus marqués. Les faciès et leur ordre d'empilement rappellent les successions du Pléniglaciaire supérieur qui se mettent en place à partir de 35 ka, notamment à Nussloch (Moine et al., 2017). La position et l'aspect du liseré noir au sommet de l'unité 5 évoquent le tuf volcanique d'Eltville, reconnu dans plusieurs dizaines de séquences loessiques du sud-ouest de l'Allemagne et de l'est de la Belgique (Meijs et al. 1983) et daté autour de 24 ka (Zens et al. 2017).

La séquence a fait l'objet d'analyses pédosédimentaires de sédiments prélevés en continu tous les 5 cm, de deux datations OSL et de treize datations radiocarbones.

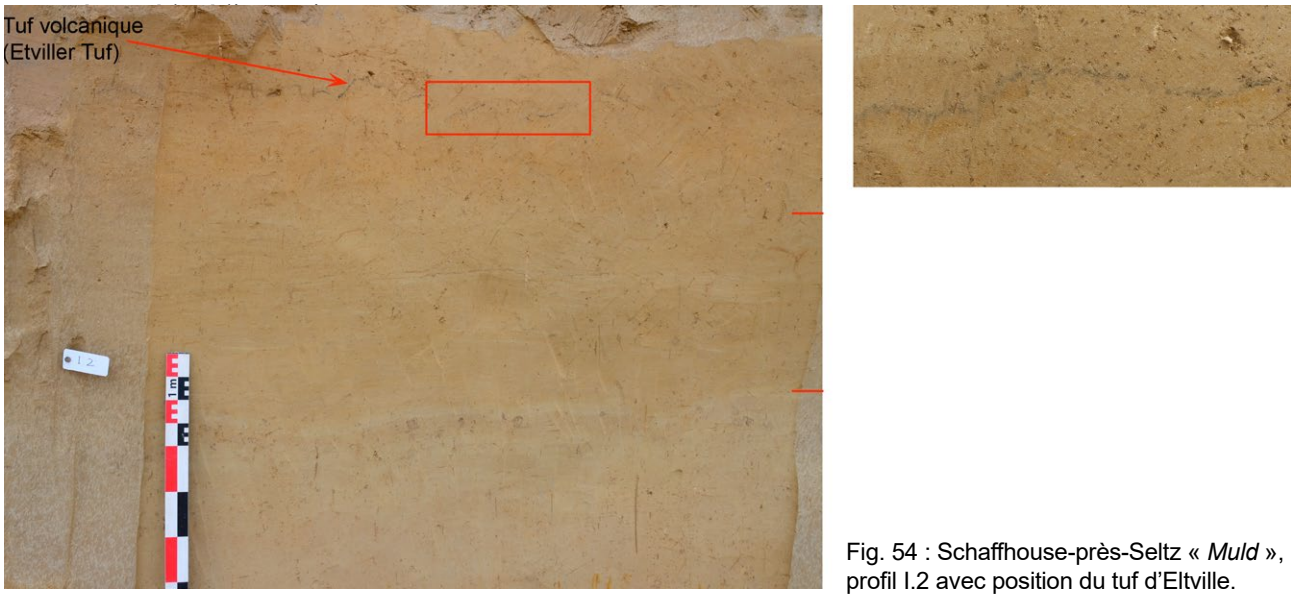


Fig. 54 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », profil I.2 avec position du tuf d'Eltville.

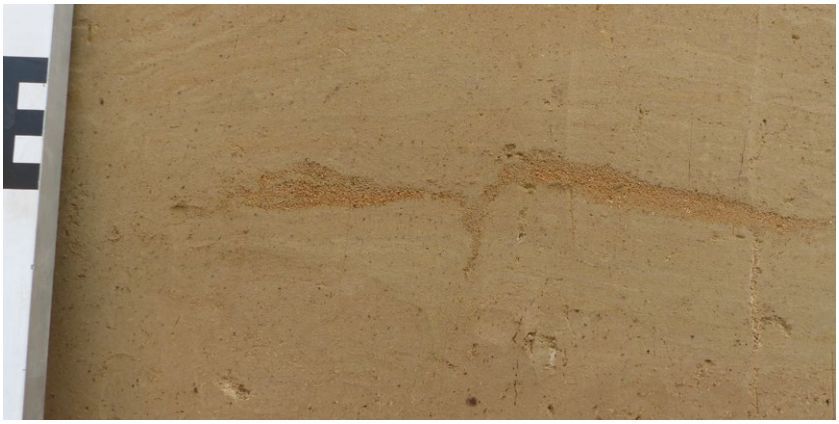


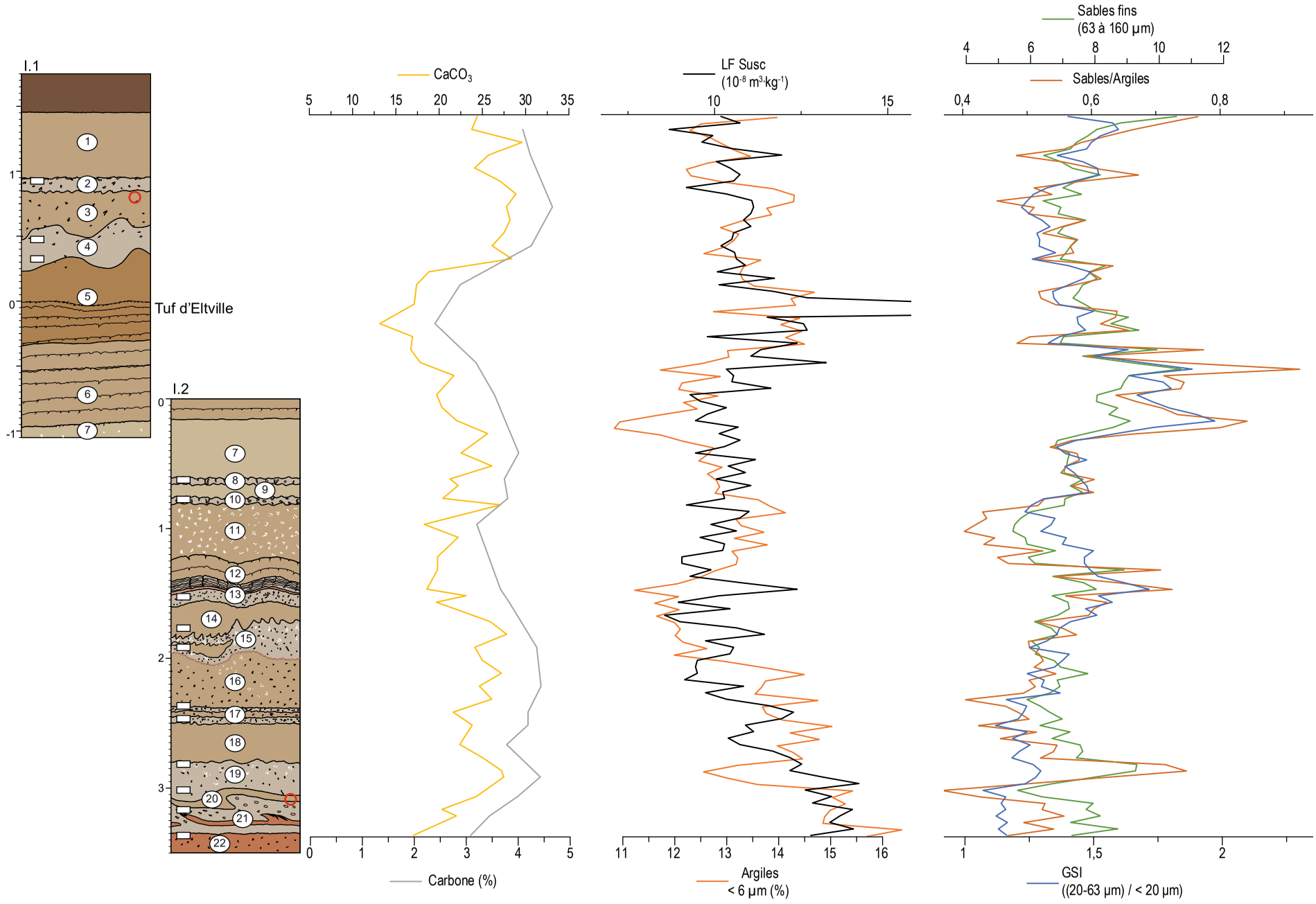
Fig. 55 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », détail d'une lamine sableuse de l'unité 6 dans le profil I.7 (photographie : Olivier Moine).

Unité	Épaisseur	Description
I.1.1	0,5 m	limons légèrement sableux, beige gris, structure massive
I.1.2	0,1 m	limons légèrement sableux, gris, structure massive
I.1.3	0,3 m	limons légèrement sableux, beige gris, structure massive bioturbée, nodules ferro-manganiques diffus noirs (0,5 mm de diamètre)
I.1.4	0,25 m	limons légèrement sableux, gris pâle, structure massive, nombreux nodules ferro-manganiques diffus noirs et ocres (1 mm de diamètre)
I.1.5	0,55 m	limons lités, lits de 3 à 5 mm d'épaisseur, lits orangés, présence de sables moyens roses, figures nivéo-éoliennes, présence d'un lit noir interprété comme le tuf d'Eltville
I.2.6	0,6 m	limons lités, lits limoneux beiges et lits limono-sableux blanc beige, figures nivéo-éoliennes structure massive, quelques carbonatations millimétriques (manchons racinaires), la limite inférieure est marquée par quelques poupées calcaires remaniées (1 à 2 cm de diamètre)
I.2.7	0,45 m	limons légèrement sableux, beige blanc, structure massive bioturbée avec des cavités racinaires infra-millimétriques, légère présence de pseudomyceliuem et de quelques nodules d'oxydes de manganèse diffus (<1 mm de diamètre)
I.2.8	0,15 m	limons légèrement sableux, gris beige, oxydes de fer sous la forme de filaments (anciennes racines)
I.2.9	0,2 m	limons légèrement sableux, beige brun
I.2.10	0,2 m	limons légèrement sableux, gris beige, oxydes de fer sous la forme de filaments (anciennes racines)
I.2.11	0,45 m	limons légèrement sableux, beige brun, pseudomycelium abondant
I.2.12	0,15 m	limons légèrement sableux, beige brun, discrets litages
I.2.13	0,2 m	limons légèrement sableux, litages discrets avec des plages plus claires ou plus brunes et un lit orangé, structure massive
1.2.14	0,2 m	limons légèrement sableux, beige brun
I.2.15	0,15 m	limons légèrement sableux, gris, nodules d'oxydes de fer, pseudomyceliuem
I.2.16	0,4 m	limons légèrement sableux, beiges, nodules et filaments d'oxydes ferro-manganiques diffus, légère présence de pseudomycelium
I.2.17	0,14 m	limons légèrement sableux, gris beige avec un lit beige au milieu de l'unité, quelques nodules d'oxydes de manganèse diffus ; légère présence de pseudomycelium
I.2.18	0,3 m	limons légèrement sableux, beige gris, structure massive, nodules d'oxydes de manganèse diffus (2 à 3 mm de diamètre) ;
I.2.19	0,25 m	limons légèrement sableux, gris beige, filaments d'oxydes de fer (quelques millimètres à quelques centimètres), structure massive, quelques carbonatations millimétriques ;
I.2.20	0,5 m	limons légèrement sableux, beiges ;
I.2.21	0,25 m	limons légèrement sableux, gris beige, nodules et filaments d'oxydes de fer, structure massive, présence d'un lambeau de l'unité sous-jacente, I.2.22 ;
I.2.22	Variable	limons légèrement argilo-sableux, brun orangé, unité fluée très hétérogène

Tab. 9 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe I, description des unités.

Les valeurs de susceptibilité magnétique sont situées entre 8,4 et 25,9 $10^{-8}m^3/kg$, sachant que celle de 25,9 $10^{-8}m^3/kg$ est isolée, immédiatement surmontée par une valeur à 17,85 $10^{-8}m^3/kg$. Les autres sont plus faibles : seules huit d'entre elles sont supérieures à 13 $10^{-8}m^3/kg$ et les variations sont assez ténues. On note ainsi une tendance à la baisse entre l'unité 21, caractérisée par des valeurs entre 12,65 et 13,85 $10^{-8}m^3/kg$, et l'unité 14, où un minima de 8,4 $10^{-8}m^3/kg$ est atteint. Dans les unités plus récentes, les valeurs oscillent entre 8,9 et 11,8 $10^{-8}m^3/kg$, sauf dans l'unité 5 où elles sont comprises entre 9,65 et 12,65 $10^{-8}m^3/kg$. Les deux valeurs élevées

Fig. 56 : Ci-contre, Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe I, profil (dessin O. Moine et P. Wuscher) et principaux pramètres sédimentologiques de la séquence.


I.1
I.2
Tuf d'Eltville
CaCO3
Carbone (%)
LF Susc
(10-8 m3kg-1)
Argiles
< 6 µm (%)
Sables fins
(63 à 160 µm)
Sables/Argiles
GSI
((20-63 µm) / < 20 µm)

et isolées du niveau sombre au sommet des limons lités bruns, unité 5, confirment sa nature volcanique. Les autres valeurs plus élevées de l'unité sont en revanche sans relation avec ces 2 pics. Elles paraissent plutôt une caractéristique de l'unité, qui présente également une teinte brune tranchant avec le reste de la séquence.

La teneur en particules inférieures à 6 µm varie entre 11 et 15%. Elle baisse dans les loess lités, les unités 13 et 6, où elles sont respectivement comprises en 11,2 et 12,8% et entre 10,9 et 13,05%. Elle reste par contre élevée dans les loess lités bruns, l'unité 5, entre 12,78 et 14,72%. Aucune différence n'est observée entre les loess et les gleys. Toutefois, à la base, l'unité de gley 19, montre une baisse des argiles, alors que l'unité loessique 11 affiche une hausse. Les sables fins sont quant à eux compris entre 6 et 10%. Des valeurs supérieures à 8% sont enregistrées dans les limons lités, les unités 13, 12, 6 et 5. Des valeurs supérieures à 7% sont notées dans les unités 21 et 19 qui sont des gleys, mais aussi dans les unités 10, 9, 8 et 7, des gleys et des loess, ainsi que dans les unités 4 et 2, des gleys. Seules les unités 16, 14 et surtout l'unité 11 interprétées sur le terrain comme des loess témoignent d'une baisse marquée des sables fins.

Les courbes de fréquence sont ramassées, ce qui témoigne du bon tri des sédiments. Aucune différence notable n'est perceptible entre les loess et les gleys de toundra. Même prélevée par tranche de 5 cm sans tenir compte des lamines, l'unité 6 livre les courbes granulométriques les plus redressées et donne donc à voir le meilleur tri du profil (Fig. 57). Prise individuellement, une des lamines de sables présente une médiane de 170 µm et une courbe relativement redressée. Une hausse au niveau des silts grossiers témoigne néanmoins de la présence d'une matrice loessique (Fig. 57). En revanche, dans l'unité de limons lités orangés, l'unité 5, la courbe est moins redressée (Fig. 57).

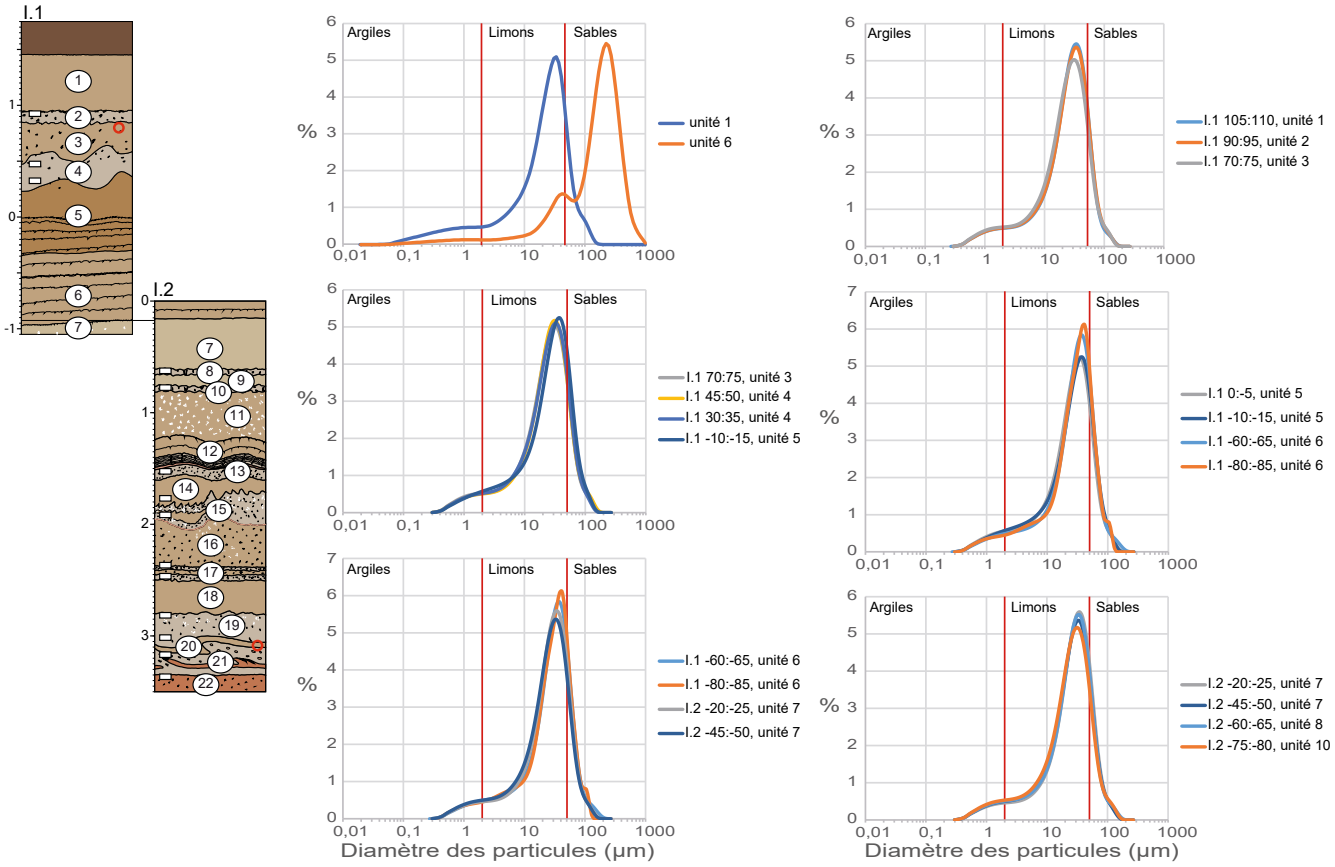


Fig. 57 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », courbes de fréquences des différentes unités de la coupe I.

La proportion d'argiles est toujours supérieure à celle des sables et le rapport sables/argiles est compris entre 0,35 et 0,9. Plus de 75% des valeurs sont inférieures à 0,6. Des unités 21 à 16, elles oscillent autour de 0,5, avec trois pics, à 0,6, 0,73 et 0,7 au sommet de l'unité 19, un gley de toundra, et à la base de l'unité 18, des loess. Elles augmentent dans les unités 13 et 12, un gley et des limons lités, où elles s'échelonnent entre 0,54 et 0,71. Dans les unités 11 à 8, une alternance de loess et de gley, elles avoisinent à nouveau autour les 0,5. L'unité loessique 7 est marquée à sa base par deux pics, à 0,78 et 0,65, et se caractérise ensuite par des valeurs légèrement supérieures à 0,5. Une augmentation nette et les valeurs maximales du profil sont atteintes dans les unités 6 et 5. Dans la moitié supérieure de l'unité 5, le rapport redevient légèrement supérieur à 0,5 et va rester dans la même gamme dans les unités 4, un gley, 3, un loess, et 2, un gley. Une dernière série de valeurs plus élevées, entre 0,61 et 0,75, est atteinte dans l'unité loessique 1.

À la base du profil, le GSI (20-63 µm/ < 20 µm) se situe quant à lui autour de 1,11, c'est-à-dire que la part de limons grossiers est à peine supérieure aux limons fins et aux argiles. Ce rapport de proportion évolue très progressivement aux bénéfices des limons grossiers de l'unité 21 à l'unité 14, ou un maxima de 1,5 est noté. Au sein de cette progression générale, les petites oscillations ne permettent pas de mettre en lumière les gleys de toundra repérés sur le terrain. Le GSI grimpe fortement dans l'unité 13, un gley de toundra développé sur des limons lités, où l'on obtient une valeur maximale de 1,7 à la base de l'unité. Le GSI repart à la baisse dans l'unité 11 et repasse sous la barre de 1,4, pour atteindre un minimum d'1,25 dans l'unité 10, un gley de toundra. Il repart à la hausse, autour de 1,4 dans l'unité loessique 9 et le gley 8. A partir de l'unité 7, les valeurs grimpent fortement, une tendance qui s'accentue dans l'unité de limons lités 6, pour laquelle on enregistre les valeurs maximales du profil, 1,96. Dans les limons lités bruns, l'unité 5, les valeurs baissent de 1,5 à la base à 1,3 au sommet. Elles se maintiennent ensuite dans les unités 4, 3 et 2 et ne permettent pas de mettre en lumière les gleys de toundra. Une dernière hausse, avec un maximum de 1,59, est observée dans l'unité 1.

Au final, on note une évolution parallèle du rapport sables/argiles et GSI, ce qui montre que les sables se comportent comme les limons grossiers et les argiles comme les limons fins. Le GSI révèle quant à lui la présence de deux cycles d'intensification de l'activité éolienne, de l'unité 18 à l'unité 13 et de l'unité 11 à l'unité 6.

Datations numériques

La chronologie du Weichselien supérieur de Schaffhouse-près-Seltz est confortée par dix-sept datations numériques. Deux datations par luminescence stimulée optiquement ont été réalisées, à la base et au sommet de la séquence (Fig. 51). Celle à la base, se situe sur le profil voisin (Fig. 51). Elle a livré un âge pIR de 33,7 ± 2,9 ka et un âge IR50 de 29,8 ± 3 ka. En sommet de séquence, l'échantillon a quant à lui livré un âge pIR de 26,6 ± 1,9 ka et un âge IR50 de 22,2 ± 2 ka (Tab. 10). Les datations radiocarbones calibrées à 2 σ donnent un intervalle de 35,46-36,93 à 22,37-22,86 ka cal BP (Tab. 11). Elles sont marquées par une inversion importante avec un âge à 27,5 ka cal BP dans l'unité 19, alors que le sommet de l'unité et l'unité postérieure ont livré des âges autour de 29-30 ka cal BP (Fig. 58). Une seconde inversion, moins importante, est notée entre le sommet de l'unité 19 et le sommet de l'unité 17 qui livrent respectivement 28,62-29,17 ka cal BP et 29,44-30,2 ka cal BP. Les lombrics migrant uniquement dans la couche active du permafrost (Prud'homme 2017), l'hypothèse d'une intrusion de granules plus récentes dans l'unité 19 par bioturbation paraît moins probable qu'une pollution par des sédiments plus anciens lors de la mise en place de la succession stratigraphique. On peut dès lors retenir l'âge le plus récent obtenu dans l'unité 19. Cet âge radiocarbone incite à préférer l'âge IR50 obtenu dans la même unité. De même, les âges radiocarbones obtenus dans les unités 4 et 2, ainsi que la position du tuf d'Eltville, daté autour de 24 ka (Zens et al. 2017), montrent elles aussi que l'âge IR50 est ici plus proche de la réalité que l'âge pIR.

Les datations obtenues montrent que le gley de toundra à la base est polyphasé et qu'il représente plusieurs interstades à partir de 37 ka, avant sa fossilisation autour de 27,5 ka. À partir de 27,5 ka, elles mettent en évidence une sédimentation importante entre l'unité 18 et l'unité 4, 4 m en 4000 ans, ce qui fait un taux d'accumulation d'1 mm par an. Après le développement du gley de l'unité 4, le taux de sédimentation baisse et se situe autour de 0,5 mm par an. La succession semble présenter un caractère cyclique déjà révélé par les caractères de terrain et les caractères granulométriques. Elle évoque la cyclicité climatique enregistrée dans les glaces Groenland (Rasmussen et al. 2014) et dans les loess de Nussloch (Moine et al. 2017). Mise en perspective avec la courbe de NGRIP, elle se met en place après l'interstade 3 qui prend fin à 27,5 ka (Rasmussen et al. 2014). Ainsi, le gley à la base représente le bilan des interstades 7 à 3, l'interstade 8 étant plus chaud et matérialisé dans les successions loessiques par un sol brun arctique (Moine et al. 2017). Les gleys peu exprimés, 17, 15 et 13, ne correspondent pas à des interstades, mais simplement à de courtes phases d'accalmie sédimentaire qui n'apparaissent pas dans les glaces, comme les horizons IG de Nussloch (Moine et al. 2017). Au sommet, le gley le plus développé, l'unité 4, est contemporain de l'interstade 2 et du gley G7 de Nussloch. Au final, pendant une courte période de 27,5 à 22,2 ka, la variabilité climatique millénaire contrôle la sédimentation à Schaffhouse. L'étude malacologique en cours devrait permettre de préciser ces corrélations en définissant l'environnement local.

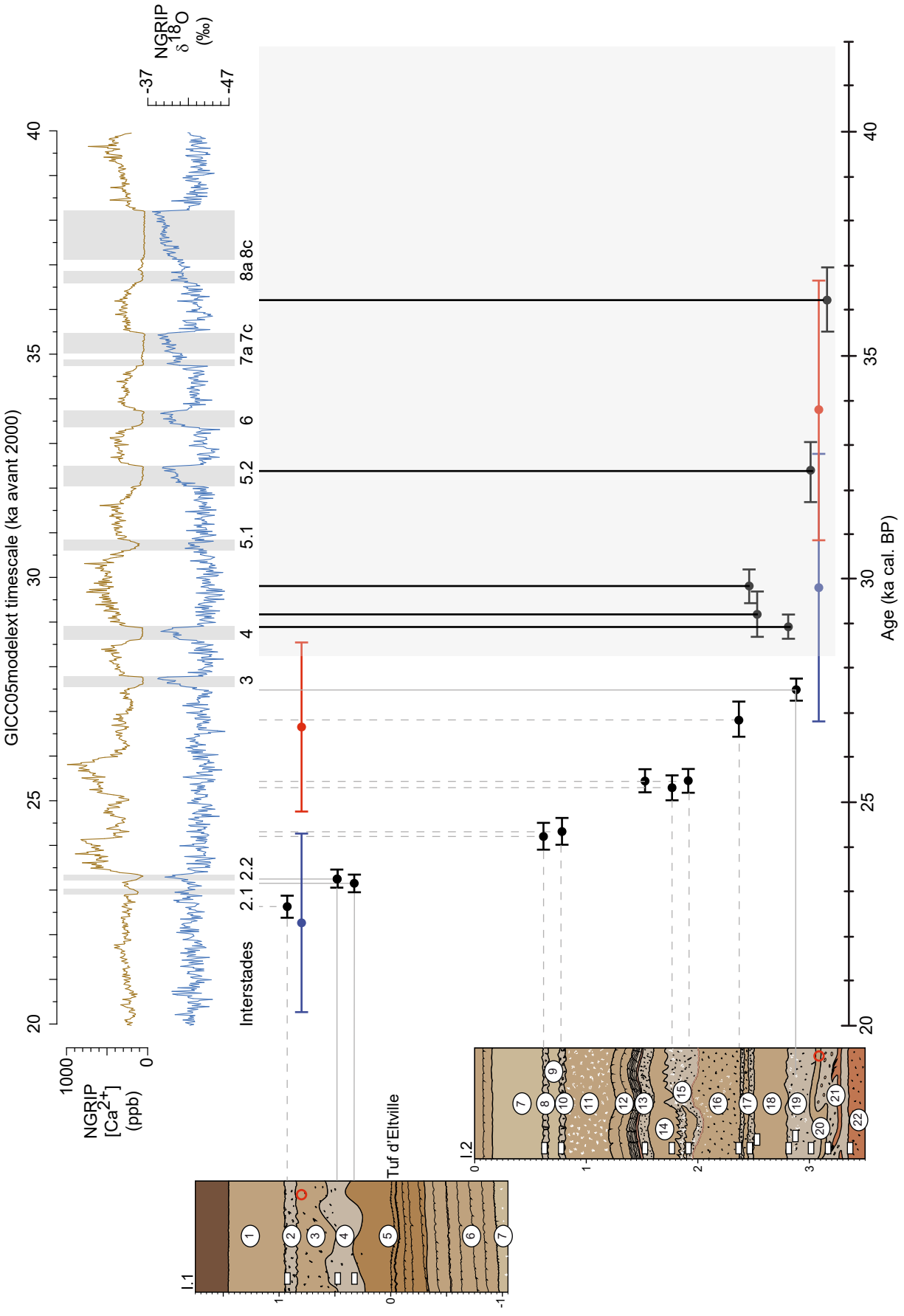
Lab code	Method	Depth (m)	n	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka-1)	De IR50/OSL (Gy)	De pIR (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR (ka)
SFH7	F-pIR225	5.95	5	1.16±0.01	9.05±0.35	2.67±0.10	2.83±0.20	84.42±6.08	95.45±4.77	29.8±3.0	33.7±2.9
SFH8	F-pIR225	1.25	5	1.09±0.02	7.98±0.35	2.59±0.05	2.72±0.18	60.46±3.42	72.47±1.83	22.2±2.0	26.6±1.9

Tab. 10 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », âges OSL de la coupe I (Frank Preusser/Université de Freibourg)

Code laboratoire	Code terrain	Matériel	Date BP	Ecart-type	cal. BP (95,4%)
SacA-54506	SCHAF I 90:95	Granules de lombrics	18630	80	[cal BP 22372 : cal BP 22861]
SacA-54507	SCHAF I 45:50	Granules de lombrics	19240	90	[cal BP 22956 : cal BP 23373] 0,911145
SacA-54508	SCHAF I 30:35	Granules de lombrics	19180	80	[cal BP 22928 : cal BP 23322] 0,990552
SacA-54509	SCHAF II -60:-65	Granules de lombrics	20190	90	[cal BP 23934 : cal BP 24549]
SacA-54510	SCHAF II -75:-80	Granules de lombrics	20240	90	[cal BP 24014 : cal BP 24609]
SacA-54511	SCHAF II -150:-155	Granules de lombrics	21230	100	[cal BP 25274 : cal BP 25801]
SacA-54512	SCHAF II -175:-180	Granules de lombrics	20970	100	[cal BP 25063 : cal BP 25627]
SacA-54513	SCHAF II -190:-195	Granules de lombrics	21200	110	[cal BP 25248 : cal BP 25785]
SacA-54514	SCHAF II -235:-240	Granules de lombrics	22700	120	[cal BP 26469 : cal BP 26730] 0,159801 ; [cal BP 26876 : cal BP 27278] 0,840199
SacA-54515	SCHAF II -245:-250	Granules de lombrics	25640	170	[cal BP 29444 : cal BP 30205] 0,957861
SacA-54516	SCHAF II -280:-285	Granules de lombrics	24630	150	[cal BP 28626 : cal BP 29170]
SacA-54517	SCHAF II -300:-305	Granules de lombrics	28240	230	[cal BP 31718 : cal BP 33094]
SacA-54518	SCHAF II -315:-320	Granules de lombrics	31880	350	[cal BP 35464 : cal BP 36939]
SacA- 61183	SCHAFF -250:-255	Granules de lombrics	24970	190	[cal BP 28796 : cal BP 29803]
SacA- 61184	SCHAFF -285:-290	Granules de lombrics	23400	160	[cal BP 27316 : cal BP 27808]

Tab. 11 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », âges radiocarbones obtenus sur la coupe I, données brutes et calibrations à 2 σ (Reimer et al. 2020).

Fig. 58 : Ci-contre, Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », datations obtenues sur la coupe I. Les datations radiocarbones ont été calibrées à 2 σ (Reimer et al. 2020).


GICC05modelext timescale (ka avant 2000)
NGRIP δ18O (‰)
-37
-47
NGRIP [Ca2+] (ppb)
1000
0
Interstades
2.1 2.2
3
4
5.1
5.2
6
7a 7c
8a 8c
Tuf d'Eltville
I.1
I.2
Age (ka cal. BP)
20
25
30
35
40

Discussion

Les datations absolues confirment l'attribution chronologique de la séquence du Weichselien supérieur basée sur les faciès, leur ordre d'empilement et la présence du tuf volcanique d'Eltville, dont l'interprétation de terrain est étayée par les valeurs de susceptibilité magnétique. Notons que le tuf d'Eltville n'avait jamais été décrit dans une position aussi méridionale.

En résumé, plusieurs traits sédimentaires caractérisent le Pléniglaciaire supérieur de Schaffhouse. Dans les unités 21 à 16, les valeurs en argiles sont ainsi supérieures à 14 %, tandis que les valeurs de susceptibilité magnétique sont élevées dans l'unité 21 entre 12,65 et 13,85 $10^{-8}m^3/kg$ et baissent progressivement pour atteindre un minima de 8,4 $10^{-8}m^3/kg$ dans l'unité 14, ce qui pourrait traduire le remaniement par le vent de la couverture pédologique du Pléniglaciaire moyen avant l'arrivée de loess plus typiques. Dans l'unité 5, caractérisée par l'intercalation de lamines sableuses et interprétée d'après les données de terrain comme le résultat de vents dynamiques, la couleur, la hausse des argiles et de la susceptibilité magnétique peuvent quant à elles paraître paradoxales. Comme les argiles et la susceptibilité magnétique de la base de la séquence, elles semblent indiquer des apports d'agrégats argileux issus d'une couverture loessique préalablement pédogénétisée. La contribution d'agrégats argileux soufflés est également suggérée sur l'ensemble de la séquence par le parallélisme des courbes du rapport sables/argiles et du GSI qui montre que les sables se comportent comme les limons grossiers et les argiles comme les limons fins. En outre, la teneur en carbonates apparaît très élevée, près de 30 % contre moins de 24 % à Nussloch, caractère régional déjà souligné par le passé (Buraczyński 1978 ; Ménillet 1995). Par ailleurs, aucune variation notable des paramètres granulométriques ou de la susceptibilité magnétique entre les gleys et les loess n'a été notée. À Nussloch en revanche, une hausse des argiles et une baisse de la susceptibilité magnétique sont systématiquement observées dans les gleys de toundra. La hausse des argiles est vue comme une diminution de l'intensité des vents, préalable et contemporaine au développement de ces sols. La baisse de la susceptibilité magnétique est interprétée comme une baisse de la contribution des sédiments rhénans soufflés et comme le résultat de pédogénèses en contexte humide qui inhibent l'activité des bactéries responsables de la formation des minéraux magnétiques dans les sols. (Antoine et al. 2002 ; 2009). Tous ces traits suggèrent des bilans sédimentaires moindres et des sources sédimentaires différentes à Schaffhouse et à Nussloch.

L'absence de coins de glace qui témoigneraient de conditions plus humides ne permet pas d'étayer l'hypothèse de phases érosives plus marquées à Schaffhouse qu'à Nussloch. De fait, des bilans sédimentaires plus modestes, 5,5 m à Schaffhouse contre 13 m à Nussoch, suffiraient à expliquer un enregistrement moins complet du Pléniglaciaire supérieur.

3.2.3 Le profil VIII, le sol à la surface des loess du versant exposé au sud-est

Sur le versant exposé au sud-ouest (Fig. 41), le sommet des loess est coiffé par un complexe argileux brun épais de 1,3 m.

Description et interprétation de terrain

La limite entre le sommet des loess weichseliens non altérés (unité 5) et le complexe argileux qui en dérive est très nette (Fig. 59, Fig. 60, Tab. 12). Ce dernier est constitué à sa base d'un horizon peu épais de limons décarbonatés légèrement sableux et à structure massive, l'unité 4. Il se poursuit par l'unité 3, des lamines millimétriques limoneuses brun-beige et des lamines limono-argileuse brunes qui présentent une structure lamellaire à

polyédrique. La limite avec l'unité 2, des limons argileux bruns avec une structure prismatique à polyédrique, est diffuse sur environ 5 cm. L'unité 1 est sablo-argileuse, brun sombre, sa structure est massive à bioturbée.

L'ensemble du complexe présente les traits caractéristiques d'un luvisol, un sol de rang interglaciaire. L'unité 4 constitue le front de décarbonatation. L'unité 3 évoque des *limons à doublets* (Lautridou 1985). L'unité 2 est un horizon Bt, tandis que l'unité 1 est un horizon organo-minéral fortement anthropisé de type Ap. La position de ce luvisol permet une attribution au Tardiglaciaire et à l'Holocène.

Pour mieux comprendre l'histoire de ce luvisol, cinq échantillons de sédiments en vrac ont été prélevés pour une caractérisation granulométrique et le dosage des carbonates : un dans le loess, un dans le front de décarbonatation, deux dans les limons lités et un dans l'horizon Bt (Fig. 60). Ces analyses ont été réalisées au laboratoire d'analyse des sols de Strasbourg. Elles ont été complétées par la prise de quatre blocs orientés non perturbés pour une étude micromorphologique. Le bloc de la base, M4, a été positionné à cheval entre les loess et l'horizon décarbonaté. Les deuxième et le troisième, M3 et M2, ont été placés dans les limons lités. M2 comprend quelques centimètres de l'horizon Bt sus-jacent, mais la lame-mince, plus petite que le bloc, a été positionnée dans les limons lités. Le bloc supérieur, M1, a été placé dans l'horizon Bt.

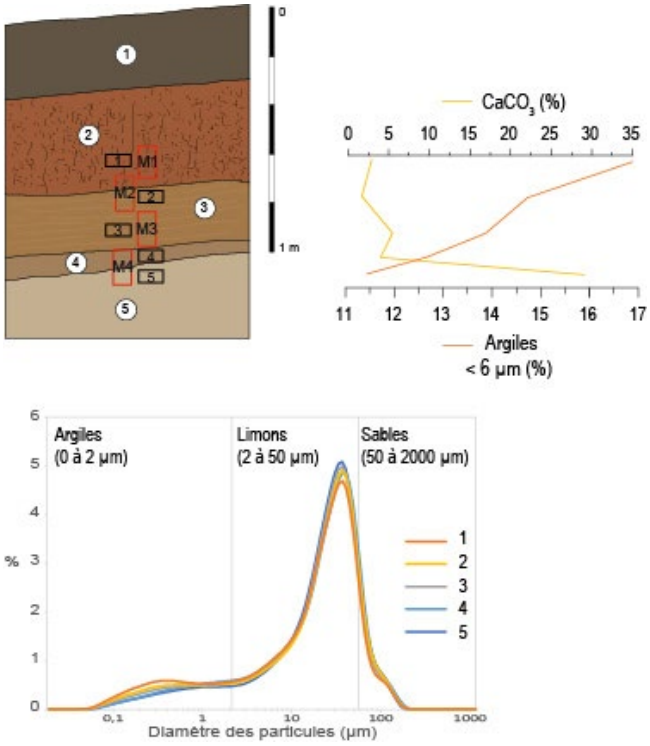
Caractères pédosédimentaires

La teneur en carbonates de calcium est de près de 29% dans les loess, de moins de 4% dans l'unité 4, de 5,3 et de 1,51 % dans les limons lités et de 2,73 % dans l'horizon Bt, l'unité 2 (Fig. 60). Il est intéressant de noter que les valeurs ne sont pas nulles dans le luvisol, alors que l'on s'attendrait à ce qu'elles le soient (Duchaufour 2000).

Dans les loess de l'unité 5, les particules inférieures à 2 µm représentent 11,4% du total et celles inférieures à 6 µm 19 %. Dans l'unité 4, la teneur en particules inférieures à 2 µm est de 12,63%. Elle augmente progressivement dans les limons lités, l'unité 3, et atteint 16,86 % dans l'horizon Bt. Les sables varient quant à eux de 13,2 % dans les loess à 10,54 % dans l'horizon Bt. Si la teneur en sables des loess du Pléniglaciaire supérieur est comparable à celles mesurées dans le profil I, celle des particules inférieures à 6 µm est supérieure puisqu'elle se situe plutôt entre 11 et 15% dans le profil I. La défloculation plus poussée des échantillons traités à Strasbourg explique cette valeur plus élevée par une remise en solution d'une plus grande quantité d'argiles par destruction des agrégats. Les courbes de fréquences des différentes classes granulométriques sont unimodales, avec un pic marqué dans les limons grossiers. Dans l'unité 4, la courbe s'abaisse toutefois progressivement et montre une petite hausse au



Fig. 59 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », vue du profil VIII avec le sol développé à la surface des loess.



Unité	Épaisseur	Description
1	0,3 m	Limons légèrement sablo-argileux, brun gris sombre, structure massive bioturbée
2	0,4 m	Limons argileux, bruns (10YR4/3 à 10YR4/4), structure prismatique à polyédrique, enduits argileux sur les faces des prismes
3	0,25 m	Lamines millimétriques limoneuses brun beige et lamines limono-argileuses brunes, structure lamellaire à polyédrique
4	0,1 m	Limons légèrement sableux, brun gris, structure massive
5	Base non atteinte	Limons légèrement sableux, beige gris, structure massive

Tab. 12 : Schaffhouse-près-Seltz – Muld, description des unités du profil VIII.

Fig. 60 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », profil VIII,position des échantillons de sédiments en vrac (rectangles noirs), des lames minces (rectangles rouges), courbes des évolutions des paramètres granulométriques et de la calcimétrie et courbes des fréquences granulométriques des différentes unités.

niveau des argiles. Ces évolutions traduisent le développement pédologique du luvisol, notamment du fait de la libération d'argiles de décarbonatation par dissolution des grains calcaires.

Caractères micromorphologiques

Limons et sables sont constitués de quartz, de calcite, de micas, de grenats et de granules de lombrics dans les loess, tandis que dans le sol, il s'agit exclusivement de quartz et de quelques rares muscovites (Tab. 13). Dans

Unité	Lame	Microstructure	Composants	Traits pédologiques
2	SCHAFholo 1	porphyrique ouverte, agrégée, porosité (20 %) sous la forme de fissures et de cavités, intercalations	silts (quartz, micas..), papules, matrice argileuse avec une biréfringence légèrement striée	imprégnations ferro-manganiques (1 à 2 mm de diamètre), revêtements argileux oranges et purs puis revêtements argilo-silteux poussiéreux
3	SCHAFholo 2	géfurique à porphyrique, légèrement agrégée, porosité (20 à 30 %) sous la forme de fissures et de vésicules	silts (quartz et micas), matrice argileuse plus ou moins abondante (bandes d'épaisseur millimétrique)	Imprégnations ferro-manganiques (1 à 2 mm de diamètre), intercalations, revêtements argileux oranges purs puis revêtements argilo-silteux poussiéreux
3	SCHAFholo 3	géfurique à porphyrique, légèrement agrégée, porosité (20 à 30 %) sous la forme de nombreuses vésicules et de cavités d'entassement dans les zones où la matrice argileuse est moins abondante	silts (quartz et micas), matrice argileuse plus ou moins abondante (bandes d'épaisseur millimétrique)	quelques imprégnations ferro-manganiques (maximum 1 mm de diamètre), revêtemenst argileux orangés avec poussières et silts
4	SCHAFholo 4 sommet décarbonaté	géfurique, massive, porosité (20 %) sous la forme de grosses cavités biologiques et de cavités d'entassement	silts (quartz, micas, grenats), débris noirs (10 à 20 µm), matrice argileuse, biréfringence légèrement striée	revêtements argileux orangés avec poussières et lits silteux
5	SCHAFholo 4 base	énaulique à géfurique, massive, porosité (20 à 30 %) sous la forme de cavités d'entassement et de cavité biologique, quelques plages plus denses qui évoquent des intercalations	silts (quartz, calcites, boulettes argileuses, micas, grenats), débris noirs (10 à 20 µ, minéraux oxydés), granules de lombrics, matrice rare et calcaire	carbonatations secondaires (2 à 4 mm) dans la porosité avec revêtements argileux orange à cœur, imprégnations ferro-manganiques (20 à 40 µm)

Tab. 13 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », profil VIII, description micromorphologique des lames-minces.

les loess, unité 5, mais aussi dans l'horizon Bt, unité 2, des agrégats argileux entrent également dans ces classes granulométriques (Fig. 61). Dans les loess, ces agrégats sont arrondis et ont la même forme que les grains de calcite ou de quartz. Dans l'horizon Bt, il s'agit d'agrégats anguleux, présentant un litage interne, des caractères typiques de papules, des fragments de revêtements argileux remaniés. La matrice est très rare et calcaire dans les loess. Dans l'horizon décarbonaté, elle est argileuse et présente une biréfringence légèrement striée.

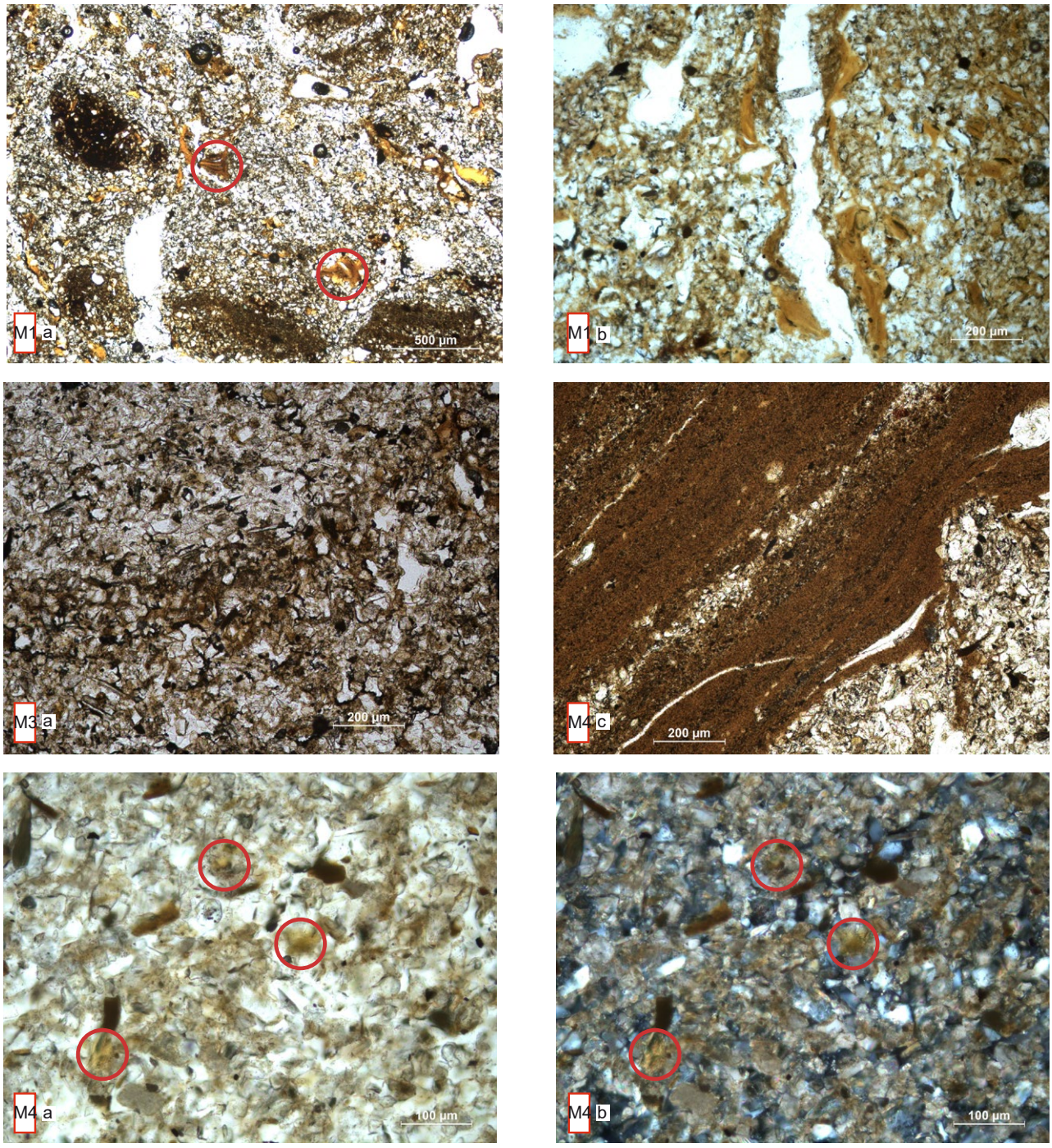


Fig. 61 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », profil VIII, principaux traits micromorphologiques. M4a : unité 5, vue des loess ; les cercles rouges indiquent la présence d'agrégats argileux de taille similaire à celle des grains de quartz et de calcaire composant le sédiment (Lumière Polarisée Non Analysée) ; M4b : même cliché que M4a mais avec une Lumière Polarisée Analysée ; M3a : unité 3, alternance de plages plus claires caractérisées par une matrice argileuse poussiéreuse et d'une plage silteuse plus sombre (Lumière Polarisée Non Analysée) ; M4c : unité 4, vu des revêtements argileux les plus anciens avec alternance de revêtements argileux, de revêtements argileux poussiéreux et de revêtements silteux (Lumière Polarisée Non Analysée) ; M1a : unité 2, croûtes de surface et papules (pour plus de visibilité certaines papules ont été entourées d'une auréole rouge) témoignant de l'histoire complexe de l'horizon Bt (Lumière Polarisée Non Analysée) ; M1b : unité 2, vue des revêtements argileux poussiéreux sur les revêtements argileux orangés limpides (Lumière Polarisée Non Analysée).

Dans les limons lités, elle est argileuse et présente sous la forme de bandes d'épaisseur millimétrique. Dans l'horizon BT, elle est argileuse avec une biréfringence légèrement striée.

Dans les loess, l'unité 5, l'organisation entre constituants grossiers et sédiments fins, argiles et limons fins, est énaulique à géfurique, c'est-à-dire que les sédiments fins sont présents sous la forme d'agrégats indépendants des éléments grossiers, ou sous la forme de ponts entre ceux-ci. Dans le front de décarbonatation, l'unité 4, elle est géfurique. Dans les limons lités, l'unité 3, elle est géfurique dans les unités pauvres en matrice et porphyrique, c'est-à-dire que les constituants grossiers dans répartis de façon homogène dans la matrice fine, dans les unités riches en matrice. Dans l'horizon BT, l'unité 2, elle est porphyrique. L'organisation énaulique de l'unité 5 est héritée du dépôt des matériaux, avec notamment le transport d'agrégats argileux qui se sont comportés comme des silts. L'organisation géfurique est la traduction d'une redistribution des particules fines sous l'effet de la circulation d'eau dans la porosité entre les grains. Plus haut dans le profil, dans l'unité 2, l'évolution pédologique est responsable de la structure porphyrique. Des intercalations, des tris granulométriques avec des plages plus fines, ont été mises en évidence dans les unités 5, 3 et 2. Elles témoignent d'épisodes d'engorgement en eau et de prise en masse du sol.

La porosité est bien exprimée, entre 20 et 30%. Dans les loess et les limons lités, elle est liée à l'entassement des sédiments et à des cavités biologiques. Dans l'horizon BT, il s'agit de fissures et de cavités biologiques. Des carbonatations secondaires de 2 à 4 mm de diamètre sont présentes dans la porosité des loess. Elles proviennent de la décarbonatation des unités sus-jacentes. Les loess sont également marqués par quelques petites imprégnations ferro-manganiques (20 à 40 μm). Elles sont plus grandes, de 1 à 2 mm, et plus abondantes dans les limons lités et le BT.

Plusieurs types de revêtements argileux ont été mis en évidence dans la porosité du sol. Dans les loess et dans les unités 4 et 3, il s'agit de revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et des sables riches en poussières. La partie supérieure de l'unité 3 et l'unité 2, l'horizon BT, est caractérisée par des revêtements argileux orangés, suivis par des revêtements argilo-silteux poussiéreux. D'après la littérature, les revêtements argileux, jaune orangé microlités signent une couverture forestière tempérée, tandis que les revêtements plus grossiers et poussiéreux traduisent eux des surfaces dénudées riches en résidus organiques liées à un climat plus froid et plus humide ou aux pratiques agricoles (Cremaschi et al. 1990 ; Fédoroff, Courty 2002). Les revêtements observés dans le sol luvisol ont donc été déposés en plusieurs phases, de la plus ancienne à la plus récente :
• une phase précoce avec une alternance de revêtements argileux et de revêtements poussiéreux dans la porosité des unités 5, 4 et 3 qui témoignent de conditions encore froides et de surfaces au moins localement et temporairement dénudées (unité 13) ;
• une phase de remaniement du sol et de redistribution des revêtements argileux, des papules, parmi la matrice et les constituants grossiers de l'unité 2, l'horizon BT ;
• une phase de revêtements argileux orangés, dans l'unité 2, l'horizon BT, liée à une ambiance forestière tempérée (Cremaschi et al. 1990 ; Fédoroff, Courty 2002) ;
• des revêtements poussiéreux dans l'unité 2, l'horizon BT, qui d'après leur position en fin de séquence résultent de pratiques agropastorales, plutôt que d'un retour du froid.

Coupe VIII : synthèse

Le sol développé au sommet des loess weichseliens est polyphasé et son histoire ressemble à celle du luvisol eemien. Ainsi, les limons lités (unité 3), présentent une alternance de limons pauvres en matrice et de limons avec un support matriciel important qui présente en lame mince une biréfringence striée. Ces traits rappellent ceux des *limons à doublets*, de l'illuviation en bandes d'argiles, de fer et de matière organique dans la structure lamellaire d'un sol encore gelé de façon saisonnière (Lautridou 1985). Dans la porosité de ces limons à doublets, des revêtements argileux et des revêtements poussiéreux témoignent de conditions encore froides et de surfaces au moins localement et temporairement dénudées (Cremaschi et al. 1990). Après une phase

de remaniement matérialisée par des papules, l'illuviation reprend mais dans une ambiance plus tempérée et forestière (Cremaschi et al. 1990 ; Fédoroff et Courty 2002). Dans la mesure où cette succession est identique à celle du luvisol eemien, il est tentant de l'interpréter comme la conséquence des successions climatiques et environnementales tardiglaciaires et holocènes, sans faire intervenir l'homme. En revanche, les pratiques agro-pastorales sont vraisemblablement responsables de la dernière génération de revêtements, des revêtements poussiéreux, qu'il est difficile de mettre en relation avec les refroidissements d'ampleur très limitée qui caractérisent l'Holocène, comparés à une entrée en glaciation. Elles pourraient également être responsables des teneurs en carbonates, 2,73 % dans l'horizon BT (unité 2). Mais ces carbonates n'ayant pas été mis en évidence par les lames minces dans la porosité du sol, ils se situent logiquement dans la masse fine. Or, des pratiques d'amendement du sol par chaulage laisseraient plutôt leurs marques dans la porosité. Enfin, elles ne sauraient expliquer les taux de carbonates de 5,3 % et de 1,51 % mesurées plus bas dans le profil, dans les limons lités. Ces valeurs sont donc vraisemblablement des carbonates résiduels hérités du loess originel.

3.2.4 Variations latérales de faciès autour de la colline « *Muld* »

Les profils IIbis et VII, sol eemien dans la carrière

Alors que le paléosol eemien n'est exprimé que très localement en sommet de colline (Fig. 51), il se développe sur le versant en direction du nord-ouest, comme le montre la coupe IIbis (Fig. 62), perpendiculaire à la coupe I (Fig. 41). Il est composé des mêmes unités que celles décrites sur la coupe VII. Il est constitué à la base d'un horizon décarbonaté épais de 10 à 20 cm recouvert par des lamines millimétriques de limons et de limons argileux sur environ 40 cm d'épaisseur interprétées comme des limons à doublets. L'horizon Bt à proprement parler, des limons argileux à structure prismatique à polyédrique avec des enduits argileux, épais d'environ 70 cm, présente ici des fissures verticales remplies de silts. Sa surface est affectée par des figures de fauchage. La succession loess et gleys décrite en sommet de colline dans la coupe I, laisse place ici à un gley épais et à des lambeaux orangés, beiges et gris flués.

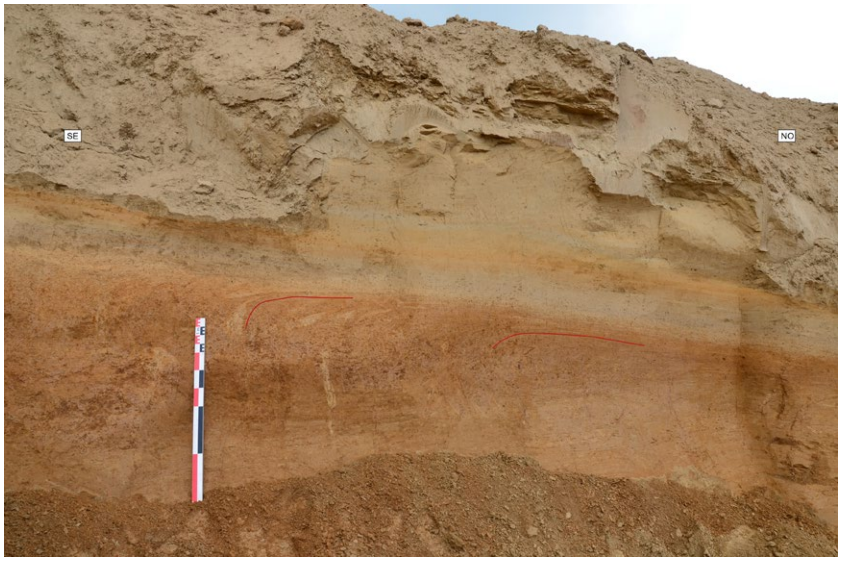


Fig. 62 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », vue du profil du luvisol eemien sur le versant nord-ouest dans le profil IIbis. Deux des figures de fauchage qui affectent sa surface sont surlignées en rouge.

Le paléosol eemien est également exprimé sur le versant exposé nord-ouest illustré par la coupe V. Ici aussi, il présente les mêmes caractères que dans la coupe VII : il s'amenuise et disparaît sur la partie plane du haut de colline où seules des poupées calcaires décimétriques dans la partie sommitale des loess sous-jacents témoignent de la marque de l'interglaciaire. Sur le versant, l'horizon Bt est coiffé par un paléosol brun gris, des



Fig. 63 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », vue du profil du luvisol eemien sur le versant nord-ouest dans le profil V. Le luvisol s'amincit rapidement et disparaît vers le sommet de la colline à gauche de la photographie.

limons ruisselés et un gley de toundra (Fig. 63). Cette succession stratigraphique, bien que moins développée, évoque celle de la coupe VII.

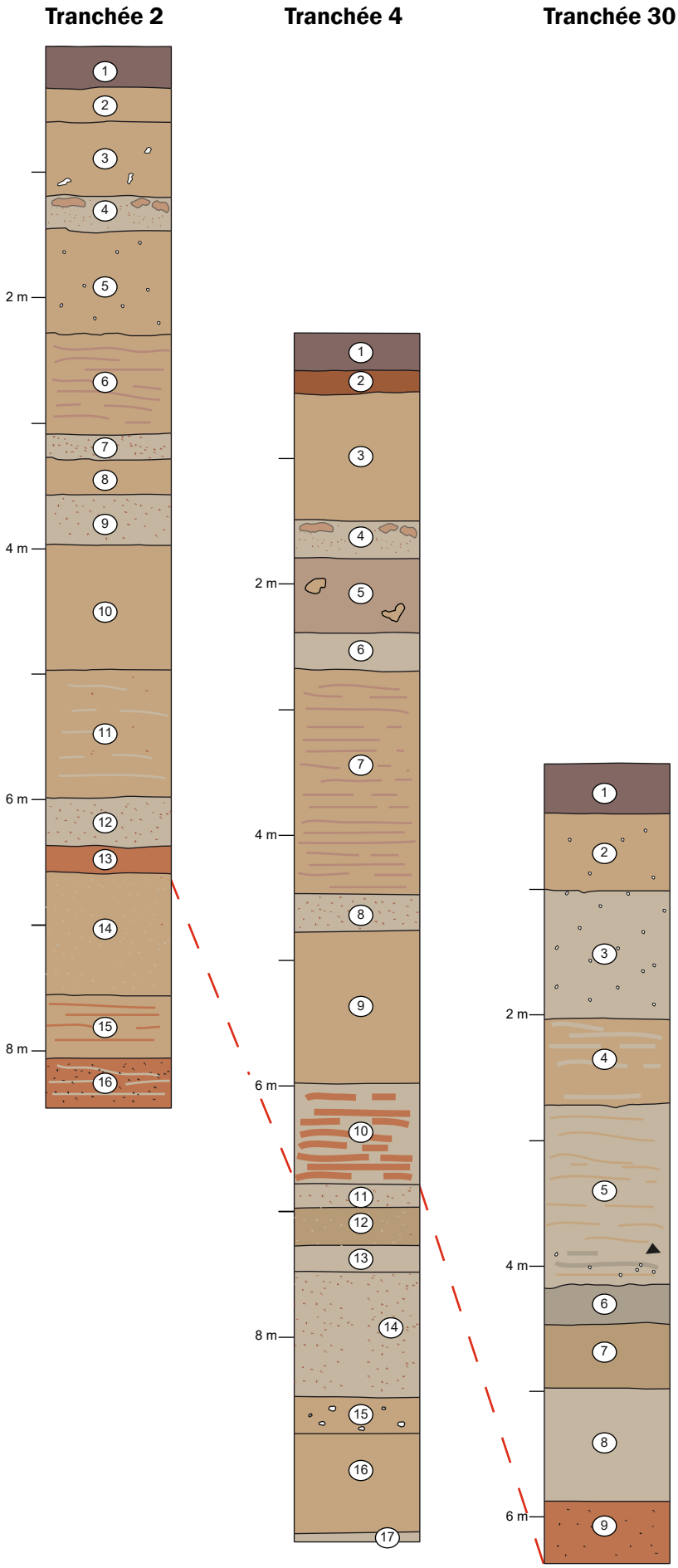
La tranchée 2, le versant exposé au sud

Sur le versant exposé au sud, la succession stratigraphique a été explorée sur 8 m d'épaisseur (Fig. 41, Fig. 64, Tab. 14). La base de la séquence, vers 8 m de profondeur, est constituée de limons lités beiges et oranges avec des charbons et des oxydes ferro-manganiques (unité 16). Elle est recouverte par des limons lités beige brun et orange avec des fragments de coquilles de mollusques de 2 mm de large (unité 15) et par des limons beiges bruns avec des grands fragments de mollusques, jusqu'à 4 à 5 mm de large (unité 14). A 6,5 m, des limons brun orangé épais d'une vingtaine de centimètres ont été mis au jour (unité 13). Ils présentent un pendage parallèle à la topographie actuelle et les limites de l'unité sont très nettes. La séquence se poursuit avec une alternance d'horizon gris avec des oxydations ferro-manganiques (unités 12, 9, 7 et 4), de limons hétérogènes parfois lités (unités 11 et 6) et de limons beiges (unités 10, 8, 5, 3 et 2).

Unité	Épaisseur	Description
2.1	0,35 m	limons argileux organiques, brun sombre
2.2	0,25 m	limons, brun beige
2.3	0,6 m	limons légèrement sableux, beiges, poupées calcaires (2 à 3 cm de diamètre pour quelques centimètres de long, anciennes racines?)
2.4	0,2 m	limons, beige gris, quelques plages orange
2.5	0,9 m	limons, brun beige, concrétions calcaires (2 à 3 cm de diamètre)
2.6	0,8 m	limons et sables finement lités, beige clair et rose
2.7	0,2 m	limons, gris, oxydes ferro-manganiques ocres diffus
2.8	0,3 m	limons, beige gris
2.9	0,4 m	limons, gris, discrets oxydes ferro-manganiques ocres diffus
2.10	1 m	limons, beige gris
2.11	1 m	limons, brun gris et beige hétérogène, quelques rares oxydes ferro-manganiques ocres diffus
2.12	0,4 m	limons, beige gris, oxydes ferro-manganiques ocres
2.13	0,2 m	limons, brun orangé, pendage parallèle à la topographie actuelle
2.14	1 m	limons, beige brun, fragments de coquilles de mollusques (jusqu'à 4 à 5 mm de large)
2.15	0,5 m	limons lités, beige brun et orange, fragments de coquilles de mollusque (2 mm)
2.16	0,4 m	limons lités, beige et orange, charbons et oxydes ferro-manganiques millimétriques noirs

Tab. 14 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », unités rencontrées dans le sondage 2 (Wuscher 2018).

Fig. 64 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », successions stratigraphiques des coupes 2, 4 et 30.



La couleur orangée et la texture argileuse des unités 13 à 16 évoquent l'horizon eemien des coupes VII, V et II-bis de la carrière. Mais les litages, ainsi que le contact très net de la base de l'unité 13 avec l'unité sous-jacente traduisent cependant un remaniement. Aucun horizon riche en poupées décimétriques identique à celui présent dans les loess saaliens de la carrière et mis en relation avec la pédogénèse eemienne n'a été mis en évidence. Deux des huit sondages voisins en ont pourtant révélé autour de 7 m de profondeur (Wuscher 2018). Il est dès lors difficile d'être affirmatif quant à la base du Weichselien du sondage 2. Si on retient l'unité 16 comme l'horizon eemien, on obtient une épaisseur de 8 m pour le Weichselien, ce qui est nettement plus épais que les épaisseurs observées dans l'emprise de la carrière.

La couleur plus brune des unités 15 et 14, ainsi que les fragments de coquilles de mollusques et les charbons, traduisent une évolution pédologique. Dans la mesure où aucun charbon n'a été mis en évidence dans les horizons postérieurs au Début Glaciaire de la carrière, il est tentant d'attribuer ces deux unités au Début Glaciaire. Ils seraient donc contemporains des unités 9 à 7 du versant exposé au nord-est (coupe VII). En l'absence d'observations de détail, il est difficile de proposer une interprétation sûre des limons lités, alternance de loess et de sables éoliens, comme les unités 6 et 5 de la coupe I, ou limons ruisselés, comme à la base des unités 8, 7 et 6 de la coupe VII. De fait, une incertitude subsiste concernant les unités 13 à 10, qui peuvent être interprétées comme des colluvions, un gley et des loess lités éoliens ou ruisselés. Cette succession n'a pas été rencontrée dans la carrière, alors que les unités 9 à 2 présentent les caractères de la succession du Pléniglaciaire supérieur rencontré en sommet de colline (Coupe I). Les unités 13 à 10 pourraient ainsi être rapportées au Pléniglaciaire inférieur, qui, quand il est représenté, comprend généralement plusieurs phases, une phase ancienne matérialisée par des loess ruisselés et des colluvions, un paléosol et une phase plus récente plus sèche, avec des dépôts éoliens sableux (Antoine et al. 2001 ; 2016).

La tranchée 4, le versant exposé au sud-ouest

La base de la séquence est constituée d'une alternance de limons gris avec des oxydes ferro-manganiques et des coquilles de mollusques (unités 17, 14 et 13) et de limons beiges (unités 16 et 15). Elle se poursuit avec des limons gris brun (unité 12) et des limons gris (unité 11) avec des grosses coquilles de mollusques entières (1 cm de diamètre). L'unité 10 se caractérise par sa coloration orange marquée. Elle est fossilisée par des limons beige brun (unité 9), par des limons gris oxydés (unité 8), par des limons et des sables lités (unité 7) et

Unité	Épaisseur	Description
4.1	0,3 m	limons argileux organiques, brun sombre
4.2	0,2 m	limons argileux, brun orangé
4.3	1 m	limons, beige
4.4	0,3 m	limons, beige-gris hétérogène, quelques plages orange
4.5	0,6 m	limons, orange, plages centimétriques beiges (terriers fossiles)
4.6	0,3 m	limons, gris beige
4.7	1,8 m	limons et sables lités, beige avec un peu de rose
4.8	0,3 m	limons, gris, oxydes ferro-manganiques
4.9	1,2 m	limons, beige brun
4.10	0,8 m	limons, gris hétérogène, plages orange, oxydes ferro-manganiques millimétriques noirs
4.11	0,2 m	limons, gris, grosses coquilles de mollusques entières (1 cm de diamètre)
4.12	0,3 m	limons, gris-brun, grosses coquilles de mollusques entières (1 cm de diamètre)
4.13	0,2 m	limons, gris, grosses coquilles de mollusques entières (1 cm de diamètre)
4.14	1 m	limons, gris, tâches orange, coquilles de mollusques (2 à 3 mm de diamètre)
4.15	0,3 m	limons, gris beige, concrétions calcaires (3 cm de diamètre)
4.16	0,8 m	limons, gris beige
4.17	Base non atteinte	limons gris, compact, oxydes ferro-manganiques

Tab. 15 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », unités rencontrées dans le sondage 4 (Wuscher 2018).

par des limons gris beige (unité 6). L'unité 5 se distingue du reste de la séquence par sa coloration brune et par la présence de terriers centimétriques remplis de loess (Tab. 15 et Fig. 65). La succession se termine par une unité grise (unité 4), une unité beige (unité 3) et une unité brun orangé (unité 2) sous l'horizon organique labouré (unité 1).



Fig. 65 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », sondage 4, vue de l'unité 5, des limons brun orangé parcourus de terriers décimétriques remplis de loess (largeur de la tranchée 2,50 m).

Les unités grises de la base de la séquence présentent les traits typiques de gley de toundra. La couleur brun rouge des lambeaux de limons argileux de l'unité 10, vers 7 m de profondeur, semble témoigner des restes de l'interglaciaire eemien. Se succèdent ensuite un loess (unité 9), un gley (unité 8), des limons et des sables roses lités (unité 7) et un gley (unité 6). Comme dans le sondage 2, en l'absence d'observation de détail, il est difficile de proposer une interprétation sûre des limons lités, alternance de loess et de sables éoliens, comme les unités 6 et 5 de la coupe I ou limons ruisselés comme à la base des unités 8, 7 et 6 de la coupe VII. La couleur brune et les terriers de l'unité 5 sont des caractères typiques des sols bruns arctiques du Pléniglaciaire moyen. Le bilan sédimentaire serait donc ici fort différent, avec 3 mètres de dépôts froids (les unités 9 à 6) entre l'interglaciaire eemien et les interstades du Pléniglaciaire moyen. Si les limons et les sables lités de l'unité 7 sont des dépôts ruisselés, la succession, aride puis plus humide, serait inverse par rapport à ce qu'on connait du Pléniglaciaire inférieur. S'il s'agit de sables et de limons éoliens, la séquence serait comparable à celle de Nussloch, composée de loess ruisselés avec des nodules de sols remaniés du Début Glaciaire et de l'Eemien, d'un gley et d'une dune de sables (Antoine et al. 2001). L'unité 6, un gley, pourrait quant à elle représenter la partie médiane du Pléniglaciaire moyen, le sol brun inférieur ayant été tronqué. La conservation de deux paléosols, un gley (unité 6) et un sol brun arctique (unité 5) du Pléniglaciaire moyen est unique à l'échelle de la carrière. Il faudrait absolument échantillonner le sol brun arctique, les gleys, et bien nettoyer les limons sableux lités, exercice que le diagnostic hivernal à la pelle à godet rallongé n'a pas permis mais qui sera envisageable d'ici quelques années lors de l'extension de la carrière.

La tranchée 30, le thalweg au sud-ouest de la greda

Dans le vallon situé entre la greda exposée jusqu'à maintenant et celles présentes plus au sud et à l'est (Fig. 40, Fig. 41 et Fig. 64), la succession stratigraphique a été explorée sur 6,25 m (Tab. 16).

La base de la séquence est constituée de limons argileux brun orangé, dont la couleur tranche avec les unités postérieures. Celles-ci sont constituées d'une alternance d'unités grises avec des oxydes ferro-manganiques et des coquilles de mollusques (unités 8 et 3) et des limons plus ou moins sableux beiges avec des plages plus grises (unités 7, 5, 4 et 2). L'unité 6 se distingue par une coloration plus brune. L'unité 5 a livré un nucléus

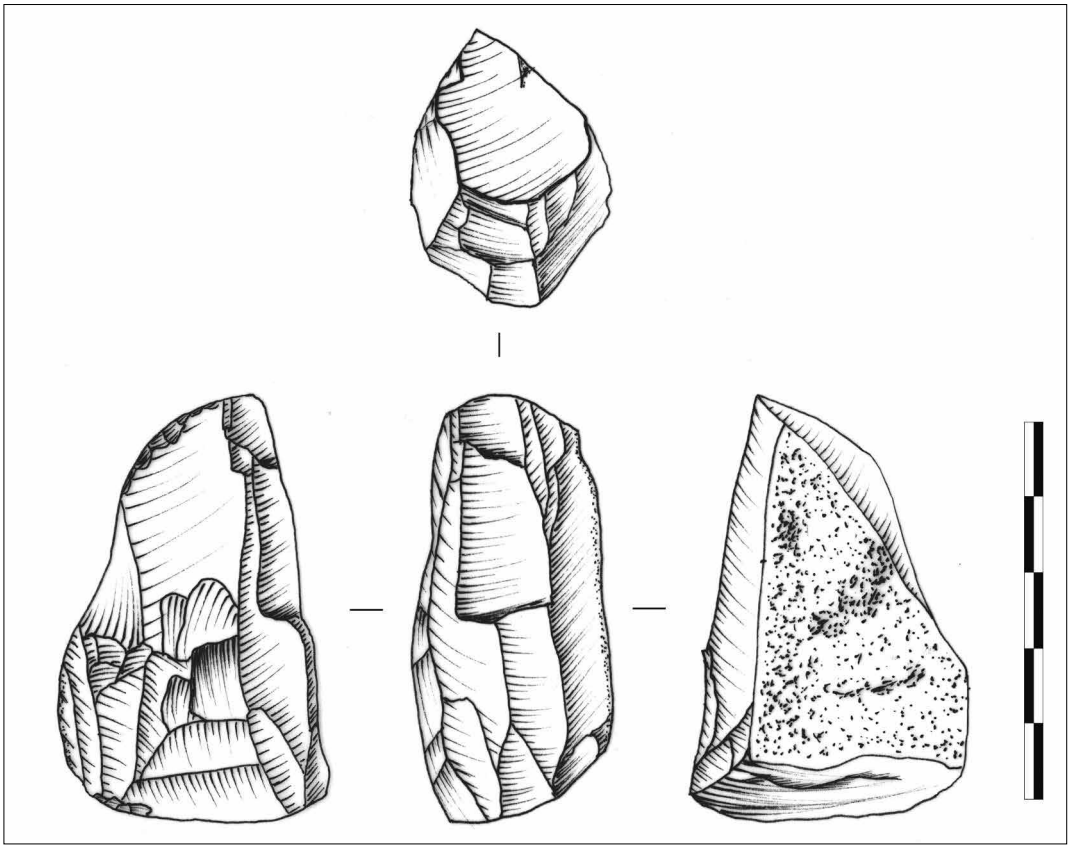


Fig. 66 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », nucléus du Paléolithique supérieur ancien découvert à la base de l'unité 5 du sondage 30 (l'échelle indique 5 cm ; dessin : François Bachellerie).

Unité	Épaisseur	Description
30.1	0,4 m	limons argileux organiques, brun sombre
30.2	0,6 m	limons très légèrement sableux, beiges, concrétions calcaires circulaires (1 à 3 cm de diamètre)
30.3	1,05 m	limons, gris, filaments d'oxydes ferro-manganiques ocres, coquilles (4 à 5 mm de diamètre), concrétions calcaires circulaires (1 à 3 cm de diamètre)
30.4	0,72 m	limons, beige jaune hétérogène marbré de gris
30.5	1,43 m	limons lités, gris avec des plages jaune orange, quelques plages plus grises et des concrétions calcaires remaniées et concentrées en poches vers la base de l'unité, nucleus très frais vers la base de l'unité
30.6	0,3 m	limons argileux, gris brun
30.7	0,5 m	limons légèrement sableux, beige brun
30.8	0,9 m	limons légèrement argileux, gris brun, nodules d'oxydes ferro-manganiques (2 mm de diamètre), coquilles (2 à 3 mm de diamètre)
30.9	0,5 m	limons argileux, brun orangé, quelques nodules d'oxydes ferro-manganiques et quelques plages centimétriques plus sombres

Tab. 16 : Schaffhouse-près-Seltz – Muld, unités rencontrées dans le sondage 30.

très frais qui présente les caractères techniques des productions lithiques du Paléolithique supérieur ancien, antérieures à 16 ka (Wuscher, 2018, Fig. 66).

La couleur de l'unité argileuse 9 évoque une celle d'un paléosol de rang interglaciaire. La séquence est ensuite constituée d'une alternance de gleys (unité 8, 5 et 3) et de loess (unité 7, 4 et 2) en grande partie ruisselés et flués. Ces dépôts sont des dépôts de contexte froid, seule l'unité 7 paraît plus évoluée. L'ensemble est atypique, probablement du fait d'un mauvais drainage en raison de sa position topographique en bas de versant. Pourtant, aucune figure périglaciaire n'a été mise en évidence, ce qui traduit un englacement limité. Les caractères techniques du nucléus, antérieures à 16 ka, sont cohérents avec les traits pédosédimentaires de la succession stratigraphique, et indique une fréquentation du versant exposé au sud, à l'abri du vent, au début du Paléolithique supérieur. Enfin, malgré la position topographique favorable à la sédimentation, aucun dépôt holocène n'a été mis en évidence. Cela témoigne du caractère modéré de l'érosion de la période, les accumulations étant surtout localisées le long des structures agraires, haies et chemins.

La répartion spatiale de l'horizon BT de surface

Sur les quarante-deux tranchées ouvertes en haut de colline et sur les versants exposés au sud et au sud-ouest, les labours reposent directement sur les loess dans vingt-trois d'entre elles, plutôt en position de haut de colline (Fig. 67). Un horizon brun orangé légèrement plus argileux a été mis en évidence dans dix-neuf d'entre elles. Il est épais de 0,1 à 0,2 m dans dix d'entre elles et de 0,3 à 0,5 m dans sept autres. Enfin, il est épais de 0,7 m et présente une structure prismatique avec des enduits argileux dans deux tranchées. Les épaisseurs les plus fortes ont toutes été notées sur les versants. Au final, le sol développé à la surface des loess n'est exprimé que sur versant et est absent en haut de colline. Cette répartition présente les mêmes caractères que celle du paléo-

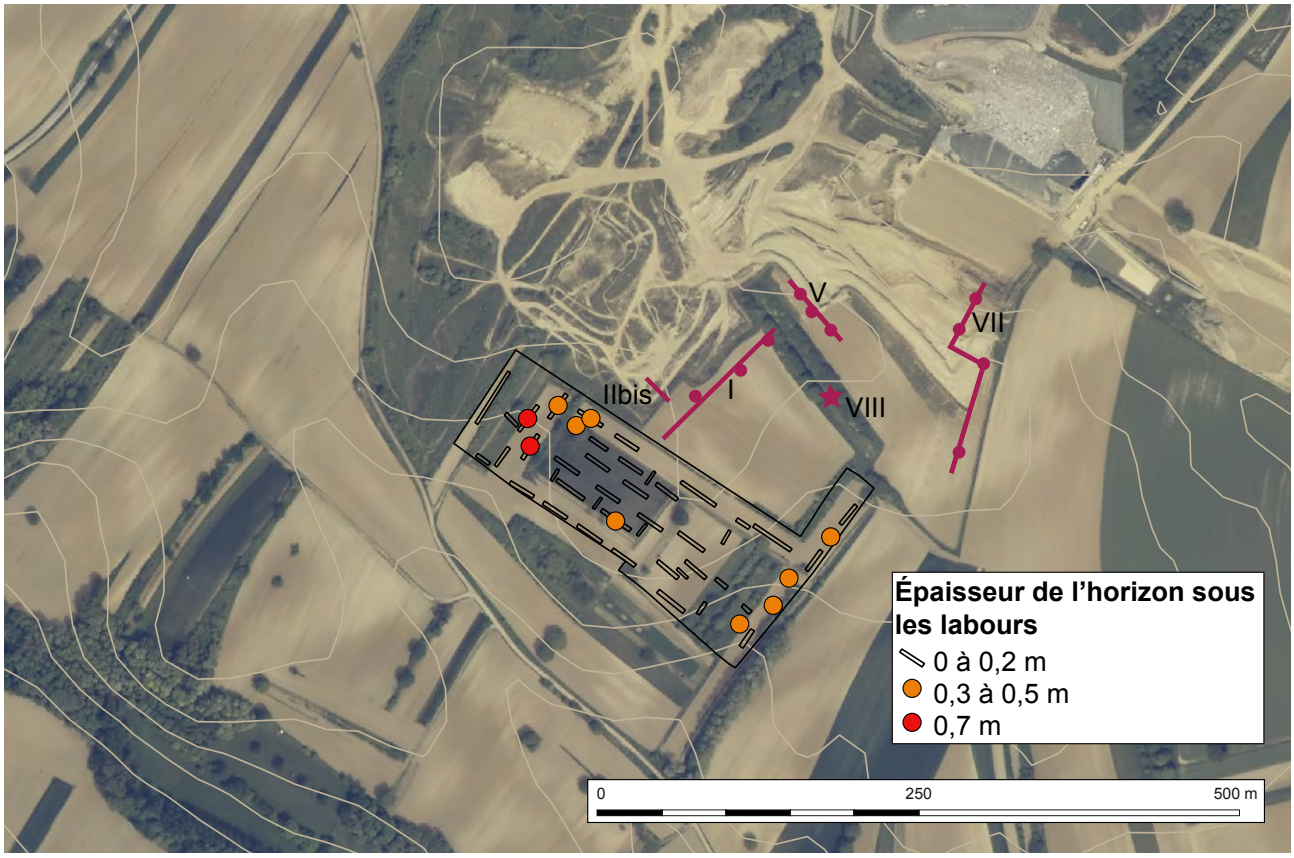


Fig. 67 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », épaisseur de l'horizon entre les labours et les loess en sommet de colline et sur les versants exposés au sud-ouest, au sud et au sud-ouest. Equidistance des courbes : 5 m.

sol eemien. Une troncature complète pourrait expliquer la faible couverture pédologique. L'absence de bilan sédimentaire holocène dans le vallon au sud de la greda, tranchée 30, ne permet pourtant pas d'étayer cette hypothèse. La conservation de la couverture pédologique sur versant et non pas sur la partie plane de la colline est en outre difficile à expliquer. Une partie des sédiments érodés pourrait se trouver au pied de certaines parcelles, marquées par des petits rideaux de culture de 0,4 à 1 m d'épaisseur. Le diagnostic archéologique ne les a pas coupés pour ne pas déstabiliser les versants, mais le décapage complet du sol aurait probablement généré des formes moins localisées et de taille plus conséquente. Surtout, la répartition de cette couverture pédologique étant similaire à celle de l'Eemien, on peut difficilement incriminer le seul impact de l'agriculture.

3.2.5 La colline « *Muld* » à Schaffhouse : synthèse

La colline « *Muld* » est entièrement constituée de loess. Elle présente une structure en dômes emboîtés, les dépôts du cycle le plus récent enveloppant complétement ceux du cycle le plus ancien. Le sol eemien, un luvisol polyphasé dégradé qui sépare les dépôts glaciaires saaliens de ceux du Weichselien est exprimé sur les versants. A part sur une portion très réduite, il n'est pas exprimé sur la partie haute de la colline saalienne, qui est pourtant relativement plane. Ici, les loess saaliens se distinguent des loess weichseliens par la présence de poupées calcaires décimétriques.

Une succession de colluvions, d'horizons pédologiques et de loess du Début Glaciaire weichselien et du Pléniglaciaire inférieur a été mise au jour au pied des versants nord-est, sud et sud-ouest. Ces dépôts anciens, antérieurs à 70 ka témoignent d'une ambiance encore humide avec des boisements de pins. Des dépôts de la première partie du Pléniglaciaire inférieur sont conservés au pied du versant exposé au nord-est. Ils indiquent du ruissellement et le développement d'un sol peu exprimé, de type sol brun arctique. Le Pléniglaciaire inférieur pourrait être mieux exprimé sur les versants exposés au sud et au sud-ouest. Le Pléniglaciaire moyen n'est représenté que sur le versant exposé au sud-ouest par un gley et un sol brun arctique.

Les dépôts les plus récents sont exclusivement éoliens et constitués d'une alternance de loess et de gleys de toundra qui correspondent à des courtes phases de réchauffement, de regain d'humidité et de fortes baisses de la sédimentation. Cette succession résulte des variations climatiques millénaires qui caractérisent le Weichselien supérieur. Elle est présente quelle que soit la position topographique, mais la séquence la plus complète est localisée en sommet de colline. Avec 5,5 m de dépôts en 12 ka, elle témoigne de taux de sédimentation presque sept fois supérieurs à ceux du Début Glaciaire et du Pléniglaciaire inférieur qui n'ont laissé que deux mètres de dépôts dans la coupe VII. En terme d'épaisseur, elle reste toutefois modeste comparée à celle de Nussloch épaisse de 13 m. Elle présente plusieurs caractères singuliers, notamment une forte teneur en carbonates, des lamines de sables soufflés et une composante en agrégats argileux et silteux soufflés mis en lumière par les analyses sédimentologiques et les lames minces.

Les deux sondages isolés ouverts au sud et au sud-ouest de la colline *Muld* montrent l'importante variabilité de l'enregistrement en fonction de la topographie et l'exposition. Cette variabilité est nettement plus marquée qu'à Nussloch, où la géométrie des gredas paraît plus simple. En effet, ici les formes du relief sont en parties héritées du Saalien, alors qu'à Nussloch elles sont façonnées par les dépôts weichseliens (Antoine et al. 2001). Si les épaisseurs estimées des dépôts du Pléniglaciaire inférieur sont vérifiées, les effets du gel-degel sur l'érosion des dépôts du versant exposé au sud seraient plutôt limités. En revanche, la position à l'abri des vents pourrait expliquer un bilan sédimentaire conséquent pour une période généralement peu représentée. Plus au sud, la séquence weichselienne ne fait plus que 7 m, mais un sol brun arctique, probablement du Pléniglaciaire moyen, est conservé, ce qui est unique à l'échelle de la greda. Ces versants devront être mieux décrits, analysés

et datés si l'extension de la carrière génère de nouveaux fronts de taille dans ce secteur. En revanche, les loess et gleys du Pléniglaciaire supérieur, épais de moins de 2 m, ont ici une expression très limitée.

Le sol développé à la surface des loess n'est exprimé que sur versant et présente les mêmes caractères que le paléosol eemien : des limons à doublets à la base coiffé par un horizon Bt polyphasé. L'absence de bilan sédimentaire holocène dans le vallon au sud de la greda permet difficilement d'étayer l'hypothèse d'une forte érosion de la couverture pédologique développée sur les loess depuis la fin de la dernière glaciation. Avec des loess dont la teneur en carbonates est extrêmement forte, près de 30 %, soit de 10 à 15 % de plus que dans les loess du nord de la France, la question de l'existence de luvisols épais et étendus dans le secteur peut se poser. D'après Jamagne (2011) et Party et al. (2011), les sols au sommet des collines de l'Outre-Forêt sont des calcosols du fait du caractère très calcaire des loess de la région. Peu épais, ils se confondent le plus souvent avec l'horizon labouré. Des luvisols sont décrits uniquement sur les versants, dans les secteurs où la circulation en eau a été suffisamment intense pour provoquer une décarbonatation des profils (Jamagne 2011 ; Party et al. 2011). Les profils de la colline *Muld* de Schaffhouse-près-Seltz sont en accord avec ce schéma.

Si l'impact des pratiques agro-pastorales holocènes n'a pu être démontré dans les profils ouverts autour de la colline *Muld*, les besoins des sociétés contemporaines ont motivé l'exploitation complète de la greda et de la greda voisine. Alors que l'excavation laissée par l'exploitation de cette dernière est occupée par une piste de moto-cross, la colline *Muld* est reconstituée à partir de déchets ménagers (Fig. 68, http://www.smic-tom-nord67.com/pages/csdnd.html). L'impact de nos sociétés depuis quelques décennies est donc équivalent ici en terme de bilan sédimentaire à deux cycles glaciaires-interglaciaires.



Fig. 68 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », vue du cône de déchets ménagers qui progressivement reconstitue la colline Muld éventrée par l'exploitation de loess (photographie : Olivier Moine)

3.3. Les collines de Betschdorf

3.3.1 Géométrie des dépôts

Les collines au nord de Betschdorf, entre la Sauer, au sud, et le Seltzbach, au nord, constituent une échine allongée de 3 km de large et d'un peu moins de 10 km de long. Dans le tiers méridional de cette échine, s'écoule le vallon de l'Aschbachgraben, orienté E-O. Il délimite au nord de Betschdorf, une colline de 3 à 4 km de long, pour 1 km de large. Son sommet qui se situe autour de 177 m NGF, domine la vallée de la Sauer d'une trentaine de mètres et le vallon de l'Aschbachgraben d'une dizaine de mètres. La forme générale de l'échine semble dérivée du substrat oligocène qui affleure sur les versants exposés au sud de la frange occidentale de l'Outre-Forêt. Mais les rares sondages de la banque du sous-sol, à l'ouest de Rittershoffen (BSS000QQED) et à l'est d'Hatten (BSS000QQDQ), qui indiquent respectivement 59 et 12 m de dépôts quaternaires indifférenciés, ne permettent pas d'étayer cette hypothèse (Fig. 69).

Le front de taille de la loessière Wienerberger se situe au sommet de la colline au nord de Betschdorf. Il est long de près de 500 m et expose 17 m de coupe, accessibles en 5 paliers (Fig. 70 et Fig. 71). Il a été documenté par 23 profils pour comprendre la géométrie d'ensemble du site. La succession stratigraphique est constituée d'une alternance de limons beiges et de limons argileux orangés (Fig. 70). Les premiers s'apparentent à des dépôts glaciaires, les seconds sont des horizons pédologiques interglaciaires. Seul l'horizon argileux supérieur, légèrement rougeâtre, avec une structure prismatique à polyédrique et des poupées calcaires centimétriques à décimétriques dans les loess sous-jacents présente les caractères typiques d'un horizon Bt. Les horizons argileux plus anciens sont plus massifs et leur structure pédologique a été détruite par la répétition des cycles de gel-degel, par fluage et par un contenu en eau relativement important (nappes perchées qui suintent sur le

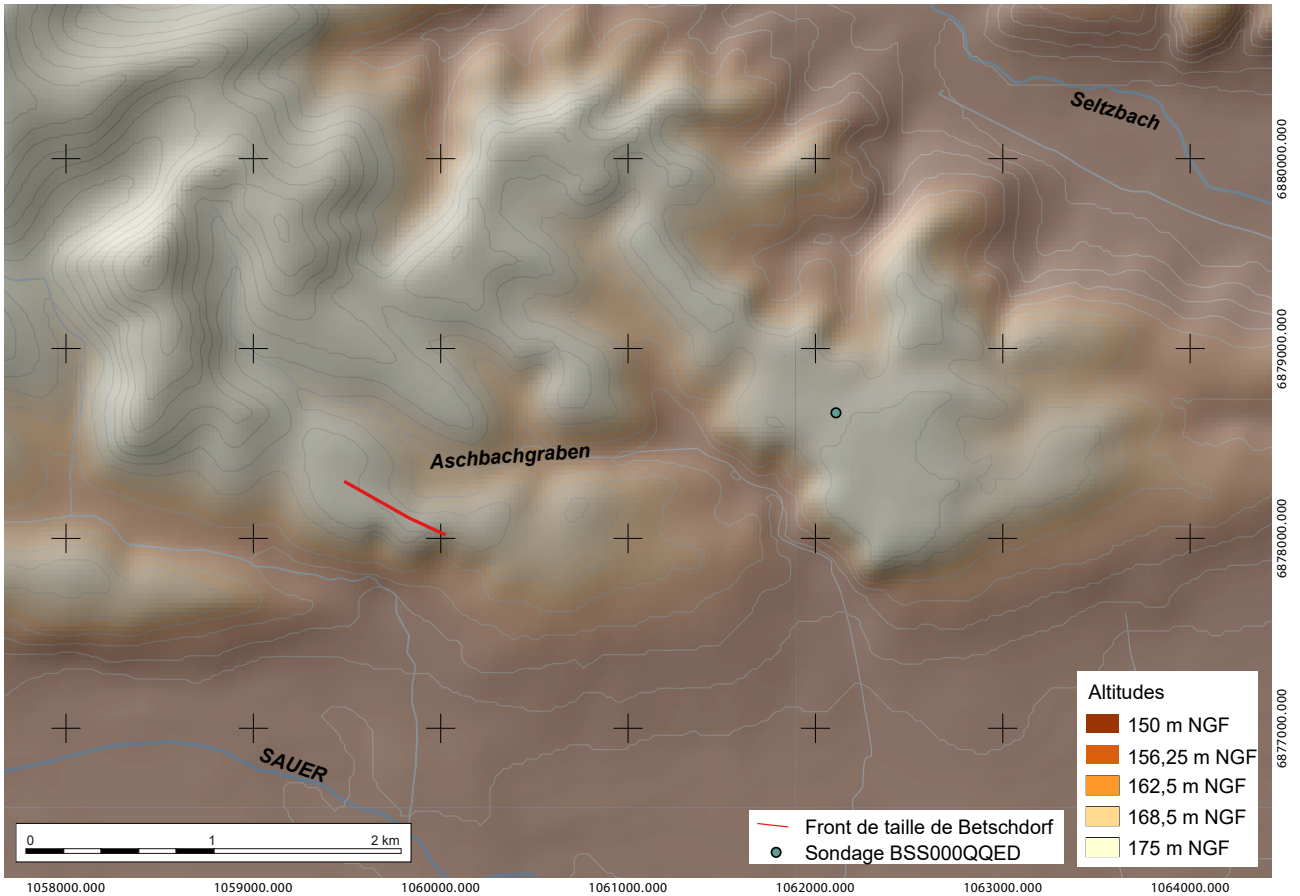


Fig. 69 : Formes du relief des collines de Betschdorf, localisation du front de taille et du sondage BSS000QQED du BRGM. Le sondage BSS000QQDQ se trouve 1 km à l'est de la limite orientale de la carte. Equidistance des courbes : 5 m.

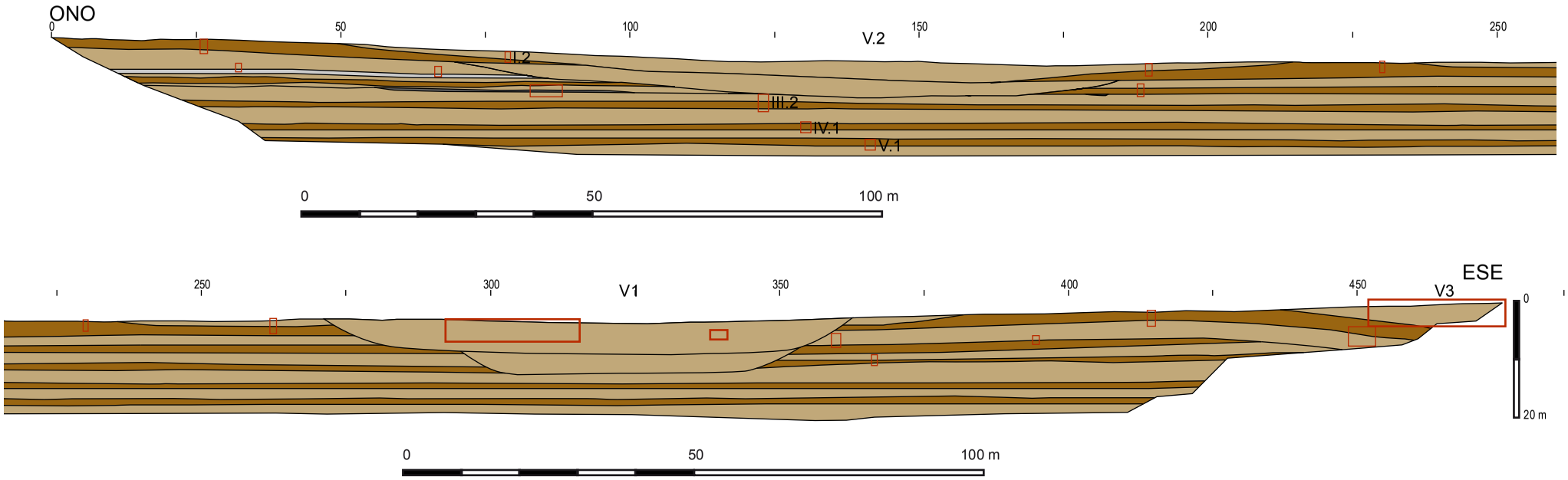


Fig. 71 : Betschdorf, profil général du front de taille. Les rectangles rouges figurent les portions du profil nettoyées et décrites



Fig. 70 : Betschdorf, vue du front de taille

front de taille). La disposition des horizons, globalement tabulaire, est marquée par trois grands vallons dont la topographie est héritée d'un cycle glaciaire-interglaciaire à l'autre. Aucun sol bien exprimé n'a été mis en évidence à la surface de cette succession loessique, aussi bien sur le front de taille que dans la parcelle au nord qui a fait l'objet de l'ouvertures de trente sondages dans le cadre d'un diagnostic préalable à l'extension de la loessière et l'horizon de labour repose directement sur les dépôts pléistocènes (Steiner, Wuscher 2017).

Les dépôts du cycle glaciaire le plus récent ne sont pas présents sur l'ensemble du profil (Fig. 71) puisque le premier horizon BT enfoui affleure sur près d'un tiers de la coupe. Ils sont principalement localisés dans trois vallons secs. V2, à l'ouest, est large d'une centaine de mètres. Son remplissage, épais de 2 à 3 m, est constitué de limons argilo-sableux gris pâle, à structure massive avec des traces d'oxydations sur ses bords et de limons argileux hétérogènes et compacts dans sa partie centrale. V3 se situe à l'est et seule l'extrémité ouest de son profil est visible dans la coupe. Son remplissage est constitué de deux séquences emboitées de 3 m d'épaisseur chacune. V1 enfin se situe entre V2 et V3. Large d'une centaine de mètres, le sommet de son remplissage se situe 1 m sous le remplissage de V2 et 3 à 4 m sous celui de V3. D'après sa position topographique, il est donc celui qui a fonctionné le plus récemment. A la différence de V2 et V3, son remplissage est constitué de sables et de loess lités.

Le remblaiement du vallon V2 est massif et faiblement différencié. Il n'a donc pas été jugé utile de le détailler. V3 et V1 permettent de construire une séquence plus détaillée. Ils sont présentés du plus ancien au plus récent.

3.3.2 Le vallon V3

Description des unités et interprétation d'après les données de terrain

V3 se situe à l'est du front de taille et seule une partie de son profil est visible dans la coupe. Epais de 3 m au maximum, son remplissage est constitué de deux séquences (Fig. 72). Sur son flanc, la plus ancienne (unité 9 à 1, Fig. 73, Tab. 17) repose sur le premier horizon BT enfoui. Elle démarre avec l'unité 9, des limons gris clair riches en charbons, qui comprennent des gravillons calcaires et qui sont marqués par des traces de bioturbation et des nodules d'oxydes de manganèse. Elle se poursuit avec l'unité 8, qui se distingue par sa coloration brune grise et sa structure bioturbée marquée. Comme l'unité 9, l'unité 7 comprend des gravillons calcaires. Elle présente une teinte brune orangée avec des plages centimétriques beiges elliptiques qui évoquent d'anciens terriers (crotovines). Elle est recouverte par deux unités de limons gris avec des oxydations ferro-manganiques et des coquilles de mollusques (unité 6 et 4) entrecoupées d'une unité de limons beiges qui comprend quelques gravillons calcaires. L'unité 3 se distingue par sa teinte plus brune et sa structure très bioturbée. Cette séquence se termine avec les unités 2 et 1, des limons brun-beige. Elle est suivie par une incision importante qui précède le dépôt de la seconde séquence. Cette dernière est composée de limons beiges à structure massive et de lentilles discontinues de limons gris (unité V3sup).

Les gravillons calcaires de l'unité 9 témoignent d'un apport de colluvions qui intervient après la troncature de l'horizon BT sous-jacent. La couleur très pâle de l'unité 9, les traces de bioturbation et les nodules d'oxydes de manganèse témoignent quant à eux d'une évolution pédologique dans un environnement saisonnièrement engorgé. La couleur et la structure de l'unité 8 sont les résultats d'une évolution pédologique marquée qui évoque celle des sols steppiques de la fin du Début-Glaciaire weichselien. Les gravillons calcaires de l'unité 7 témoignent d'une nouvelle génération de colluvions, alors que sa couleur et la présence de plages plus claires interprétées comme des terriers fossiles sont liées à une phase de pédogénèse. Les unités 6 et 4 présentent quant à elles les traits typiques de gleys de toundra dont le développement a été entrecoupé par un dépôt de loess et ou de colluvions, l'unité 5. La structure très bioturbée de l'unité 3 témoigne d'une phase de pédogénèse dans un environnement mieux drainé que ceux dans lesquels se sont développés les gleys sous-jacents. Les unités 2 et 1 présentent les traits d'un dépôt loessique. La troncature brutale de cette première séquence est probablement liée à une phase de dégradation du pergelisol, de type thermokarst, même si aucune trace de coin de glace ne

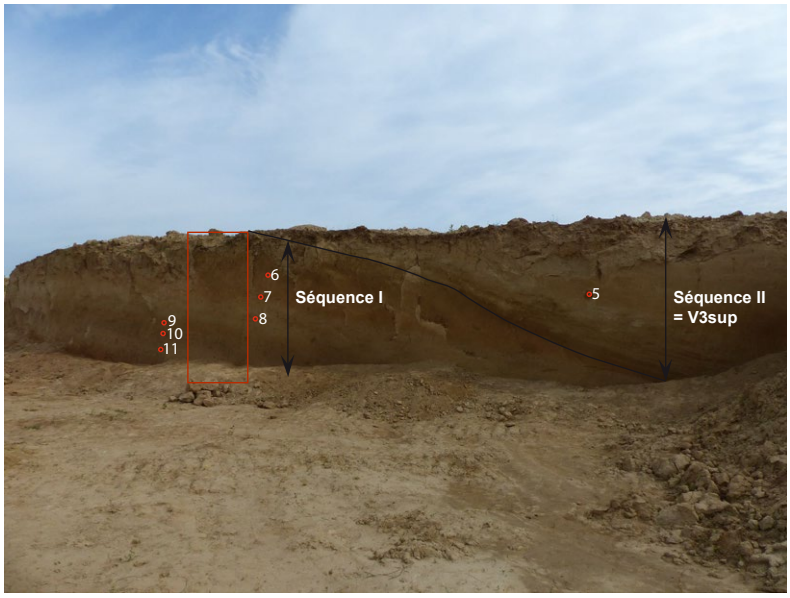


Fig. 72 : Betschdorf, vue du profil V3.

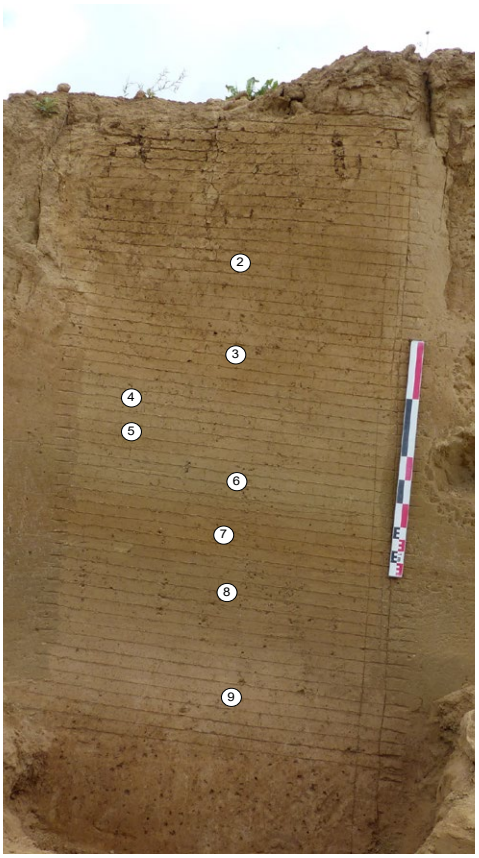


Fig. 73 : Betschdorf, profil V3, vue de la séquence I, la plus ancienne, avec position des échantillons qui suivent le pendage des couches .

Unité	Épaisseur	Description
V3sup	3 m	limons avec lamines sablo-limoneuses, structure massive litée
1	0,3 m	limons, brun, unité perturbée par les labours et les travaux de la carrière
2	0,96 m	limons, brun beige, structure massive bioturbée à polyédrique sub-anguleuse, chenaux racinaires actuels vides ou avec des remplissages brun sombre, manchons calcaires (1 à 2 mm de diamètre pour quelques décimètres de long)
3	0,32 m	limons, brun légèrement orangé, structure massive très bioturbée
4	0,2 m	limons, gris pâle, structure massive bioturbée, nodules d'oxydes de manganèse (0,5 mm de diamètre) et filaments d'oxydes de fer diffus
5	0,17 m	limons, beige brun, structure massive bioturbée, quelques gravillons calcaires
6	0,15 m	limons, gris pâle très légèrement hétérogène, structure massive très légèrement bioturbée, quelques petites coquilles entières
7	0,21 m	limons légèrement sableux, brun légèrement orangé, structure massive bioturbée, quelques gravillons calcaires, nodules d'oxydes de manganèse (1 mm de diamètre moyen, 3 mm de diamètre maximum), plages centimétriques beiges laminées (crotovinas)
8	0,35 m	limons légèrement sableux, gris moyen à brun, structure massive très bioturbée à grumeleuse, nodules d'oxydes de manganèse (1 mm de diamètre)
9	0,34 m	limons légèrement sableux, gris légèrement brun, structure massive bioturbée, charbons (1 à 3 mm), nodules d'oxydes de manganèse, quelques gravillons calcaires
10	Au moins 0,56 m	limons argileux, brun rouge, structure prismatique à polyédrique, enduits argileux, logettes de lombrics (1 à 2 cm de diamètre) vides, nodules d'oxydes de manganèse (1 à 3 mm de diamètre), quelques gravillons calcaires, glosses plus claires

Tab. 17 : Betschdorf, description du remplissage du vallon V3

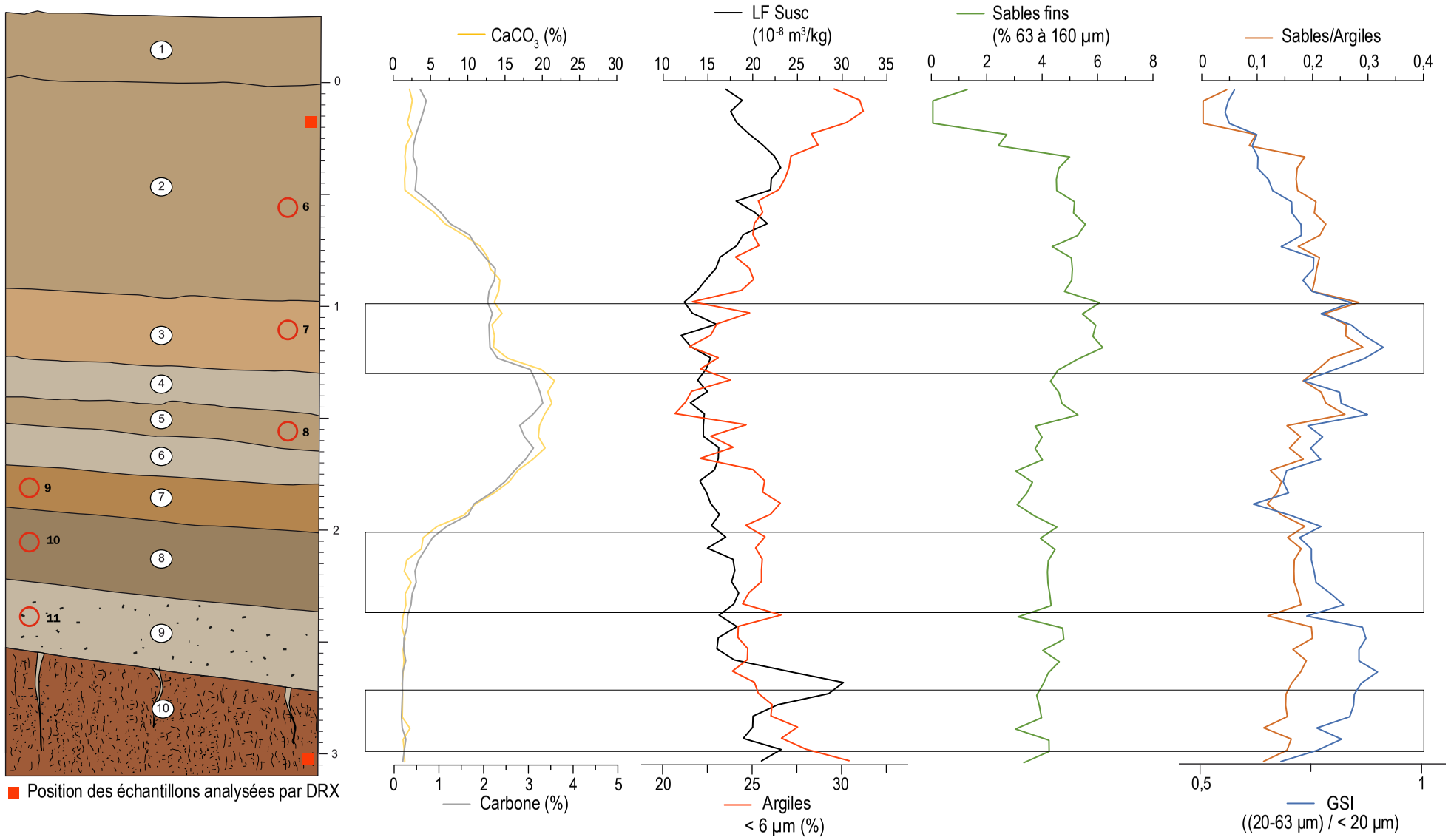


Fig. 74 : Betschdorf, V3, séquence I, principaux caractères pédosédimentaires.

permet d'étayer cette hypothèse comme dans le cas du profil P1 de Nussloch (Antoine et al. 2001). La seconde séquence est constituée de loess ruissellés et de lambeaux geliflués de gleys de toundra. Son caractère massif témoigne d'une mise en place rapide.

La séquence la plus ancienne, la séquence I, constituée des unités immédiatement sus-jacentes à l'horizon BT, a fait l'objet d'analyses pédosédimentaires de sédiments prélevés en colonne continue par tranche de 5 cm. Il aurait été souhaitable de traiter l'intégralité du BT eemien et de prélever des échantillons pour une caractérisation micromorphologique. Mais cette partie de la succession stratigraphique n'était pas accessible sans de lourds travaux de terrassement. Deux échantillons ont également été prélevés pour des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X, dans l'horizon Bt eemien et dans les limons loessiques, au sommet de la séquence I. La séquence II, la plus récente, composée d'unités ruisselées et fluées mises en place rapidement, n'a pas fait l'objet de travaux de laboratoire, son caractère remanié et hétérogène n'étant pas propice à l'obtention d'informations paléoenvironnementales pertinentes.

Sept datations OSL ont été réalisées, six dans la séquence la plus ancienne, une dans la séquence la plus récente. Elles ont été complétées par deux datations radiocarbones sur granules de vers de terre.

Caractères pédosédimentaires

La teneur en carbonates de calcium n'est jamais nulle et se situe entre 1 et 21 % (Fig. 74). Autour de 1,5 % dans les unités 10 et 9, elle augmente progressivement à partir du sommet de l'unité 8 où elle atteint 3,9 %. Elle augmente considérablement dans l'unité 7, où elle passe de 5,8 à 13,5 %. Elle continue d'augmenter dans l'unité 6 et les valeurs les plus élevées du profil, autour de 20%, sont atteintes dans les unités 5 et 4, avec un maximum de 21,7 % dans l'unité 4. Dans l'unité 3, les valeurs baissent et forment un plateau autour de 14 %. Ces valeurs se maintiennent dans l'unité 2 jusqu'à -90 cm où elles baissent progressivement pour atteindre des valeurs de 1,4 à 2,5 % à -50 cm. Dans les unités 10 et 9, la présence de carbonates traduit une recarbonatation des unités à mettre en relation avec le caractère carbonaté des dépôts sus-jacents et différents processus d'infiltration et de bioturbation. L'augmentation notable des valeurs à partir de l'unité 7 traduit l'arrivée de sédiments loessiques. La baisse des valeurs dans l'unité 3 peut-être liée à son développement pédologique également indiqué par les traces de bioturbation observées le terrain (Tab. 17). L'effondrement des valeurs au sommet du profil est à mettre en relation avec la décarbonatation liée au développement du sol de surface (non figuré).

La teneur en particules inférieures à 6 µm est toujours supérieure à 20 %. Dans l'unité 10, elle passe progressivement de 30 % à la base à 25,3 % au sommet. Les valeurs se maintiennent ensuite autour de 25 % de l'unité 9 à l'unité 6. Du sommet de l'unité 6 à la base de l'unité 2, elles ondulent faiblement et progressent à la baisse avec une valeur minimale de 20,6 % à la base de l'unité 4. Elles repartent progressivement à la hausse dans l'unité 2 pour dépasser les 30 % au sommet de l'unité. En première lecture, ces valeurs paraissent élevées pour une succession loessique. Seuls les sols du Début Glaciaire et les loess de Saxe présentent de telles valeurs (Antoine et al. 2013 ; Meszner et al. 2014). Toutefois, le protocole de préparations des échantillons utilisé à Strasbourg, qui se distingue de celui habituellement mis en œuvre dans les loess, par exemple à Meudon, Bordeaux ou Dresde, par une défloculation plus poussée conduit à détecter plus d'argiles, de 3 à 5,5 % supplémentaires (voir chapitre 2). Si on prend en compte cette différence liée au protocole et que l'on cherche à établir une comparaison avec Dolni-Vestonice, la teneur en argiles de l'unité 9 de Betschorf présente la même gamme de valeur que les deux derniers sols datés du Début Glaciaire, celles des unités postérieures se situent dans les gammes du Pléniglaciaire inférieur et celles de l'unité 2 dans la gamme du Pléniglaciaire moyen (Antoine et al. 2013).

La teneur en sables fins est très modeste, de 1 à 6%. Elle se situe entre 3 à 4% des unités 10 à 4 et passe à 5 à 6% dans les unités 3 et 2, jusqu'à 30 cm de profondeur où elle passe rapidement sous la barre des 2%. En raison de l'écrasante prédominance des argiles sur les sables, la courbe du rapport sables/argiles évolue parallèlement à celle de la teneur en sable et ne montre que des variations mineures.. Les limons fins, inférieurs à 20 µm, sont

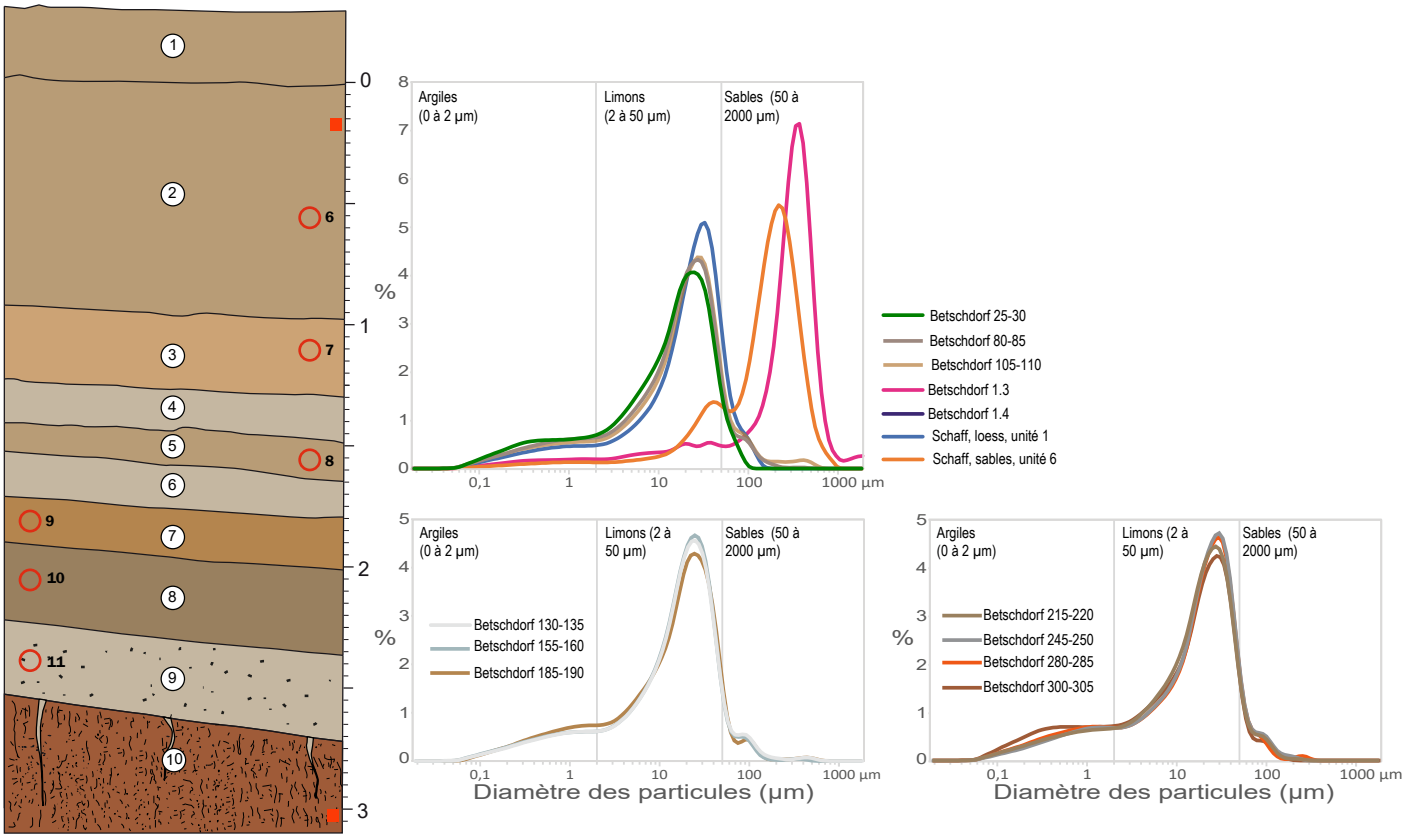


Fig. 75 : Betschdorf, histogrammes de fréquence des différentes classes ganulométriques.

toujours bien supérieurs aux limons grossiers et le GSI évolue très légèrement et sa courbe montre qu'hormis dans le complexe pédologique de la base, des unités 10 à 8, les limons grossiers se comportent comme les sables.

Les courbes de fréquence obéissent au bon tri des sédiments et leur allure générale est typique de sédiments loessiques. Elles montrent néanmoins des hausses des argiles aux limons fins et des sables (Fig. 75). La courbe de l'échantillon prélevé dans l'horizon Bt, entre 300 et 305 cm de profondeur, témoigne ainsi d'un enrichissement en argiles et en limons fins. L'échantillon prélevé au sommet de l'unité, entre 280 et 285 cm de profondeur, ainsi que les échantillons prélevés dans les unités 9 et 8, ont une distribution similaire, mais la part des particules inférieures à 1 µm y est plus faible. Ce caractère disparaît à partir de l'unité 6, pour réapparaître en sommet de séquence, dans l'unité 2, vers 25-30 cm de profondeur. Toutes les courbes présentent en outre une légère hausse autour de 100 µm. Globalement, les courbes apparaissent plus aplaties que celles des loess de Schaffhouse et les tailles des particules sont légèrement inférieures (Fig. 76). L'enrichissement relatif en argiles est clairement lié à l'évolution pédologique des différentes unités mise en évidence sur le terrain. Il s'explique par la libération d'argiles de décarbonatation, mais aussi par le lessivage. La taille plus réduite des particules à Betschdorf qu'à Schaffhouse et l'enrichissement constant en particules de 100 µm pourraient quant à eux s'expliquer par la contribution de sources sédimentaires différentes, probablement plus locales à Betschdorf qu'à Schaffhouse.

Les valeurs de susceptibilité magnétique se situent entre 11,9 à 30,1 $10^{-8}m^3/kg$. Les valeurs les plus élevées, entre 16,1 et 30,1 $10^{-8}m^3/kg$, ont été mesurées dans les unités 10 et 9. Les valeurs de l'unité 8 se situent entre 14,9 et 17,8 $10^{-8}m^3/kg$, pour une moyenne de 17,2 $10^{-8}m^3/kg$. Dans l'unité 7, les valeurs se situent entre 14,8 et 16,25 $10^{-8}m^3/kg$. Elles baissent ensuite dans les unités 6 à 3 où elles sont comprises entre 11,9 à 14 $10^{-8}m^3$ kg. Dans l'unité 2, les valeurs augmentent progressivement et dépassent les 20 $10^{-8}m^3/kg$ entre 25 et 65 cm de

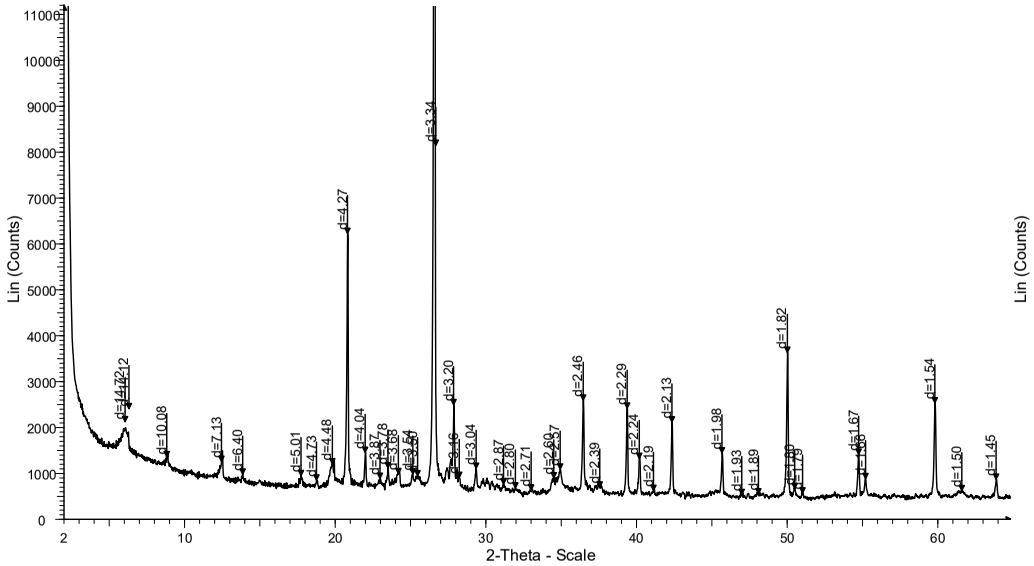
profondeur. Elles repassent sous la barre des 20 % vers -25 cm et sont dorénavant comprises entre 19,5 et 16,9 $10^{-8}m^3/kg$. Ces valeurs sont conformes aux observations de terrain qui ont permis d'identifier l'unité 10 comme un horizon Bt. Elles sont plus inattendues dans l'unité 9 qui présente sur le terrain les traits d'un horizon qui a été saisonnièrement engorgé. Elles peuvent s'expliquer par l'action du feu (e. g. Djerrab 2002), responsable des nombreux charbons, et par la présence d'agrégats de l'unité sous-jacente. Elles peuvent aussi s'expliquer par l'évolution pédologique de l'unité 8, qui est confirmée par les valeurs de susceptibilité magnétique. Dans cette perspective, des minéraux magnétiques auraient pu migrer de l'unité 8 vers l'unité 9 sous l'action de la faune du sol ou sous l'effet du lessivage. Les valeurs des unités 9 et 8 sont trop faibles pour les rattacher à la majeure partie des sols humifères ou iso-humiques du Début Glaciaire weichselien de Dolní Věstonice. Seul le dernier sol iso-humique de la période présente des valeurs comparables (Antoine et al. 2013). Dans l'unité 7, les valeurs semblent confirmer l'évolution pédologique mise en lumière par les bioturbations observées sur le terrain. Elles sont dans les mêmes gammes que celles mesurées dans les sols bruns arctiques du Weichselien moyen d'Havrincourt, de 12 à 16 $10^{-8}m^3/kg$ (Antoine et al. 2014). Les valeurs des unités 6 à 3 sont comprises entre 11,9 à 14 $10^{-8}m^3/kg$. Les valeurs les plus faibles évoquent des loess, les plus fortes des sols bruns arctiques (Antoine et al. 2014). Mais l'évolution des valeurs ne traduit pas vraiment les caractères de terrain. L'augmentation de la susceptibilité magnétique dans l'unité 2, qui dépasse les 20 $10^{-8}m^3/kg$ entre 25 et 65 cm de profondeur, pourraient être interprétées comme les effets de la pédogénèse de surface. Mais dans cette perspective, on comprend mal la baisse des valeurs vers de -25 cm de profondeur. Cette augmentation, concomitante avec la baisse des carbonates, pourrait traduire la présence d'un sol brun arctique qui n'aurait pas été identifié sur le terrain. L'étude malacologique devrait permettre de discuter cette hypothèse.

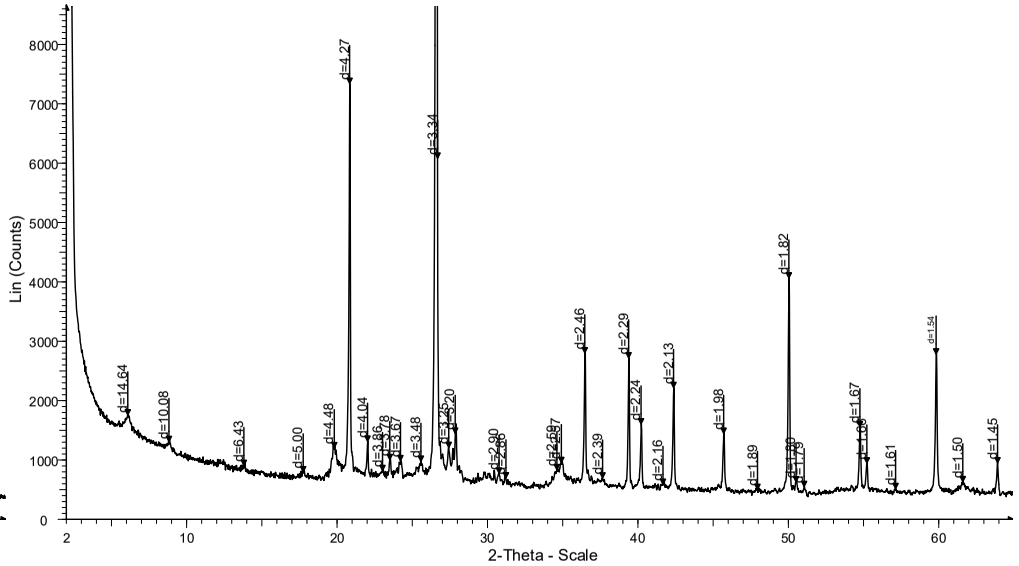
Minéralogie des argiles

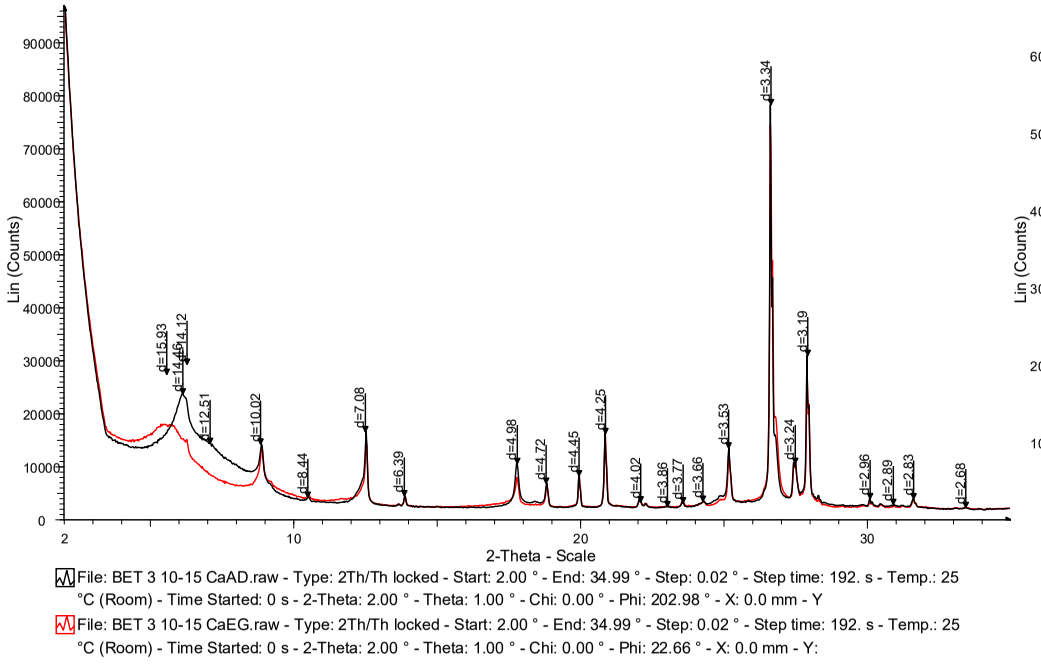
Deux échantillons ont été prélevés pour des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X, dans l'horizon BT basal et dans les limons loessiques, respectivement à la base et au sommet de la première séquence. Les analyses ont été réalisées par Laurent Caner à l'Université de Poitiers. Les résultats présentés ici sont extraits de son rapport (Fig. 76).

Sur le diagramme de l'échantillon brut par diffraction sur poudres désorientées de l'échantillon BET 3 10-15, « les minéraux suivants sont identifiés :
• Albite
• Microcline
• Orthose
• Kaolinite
• Illite (mica)
• Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
• Chlorite
• Quartz
• Cet échantillon contient une forte proportion de quartz et de feldspaths. La proportion de minéraux argileux est faible. »

Sur le diagramme de lames orientées de la fraction argileuse de l'échantillon BET 3 10-15, « les minéraux argileux suivants sont identifiés :
• Chlorite : pics à 14,2 Å (peu visible), 7,08 Å et 4,71 Å qui ne se déplacent pas après
• solvatation à l'éthylène glycol
• Illite (mica) : pics à 10,0 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
• Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,35 Å en AD qui se déplace vers 15 Å en EG
• Interstratifiée illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,5 Å en AD qui se déplace vers 15,7 Å en EG







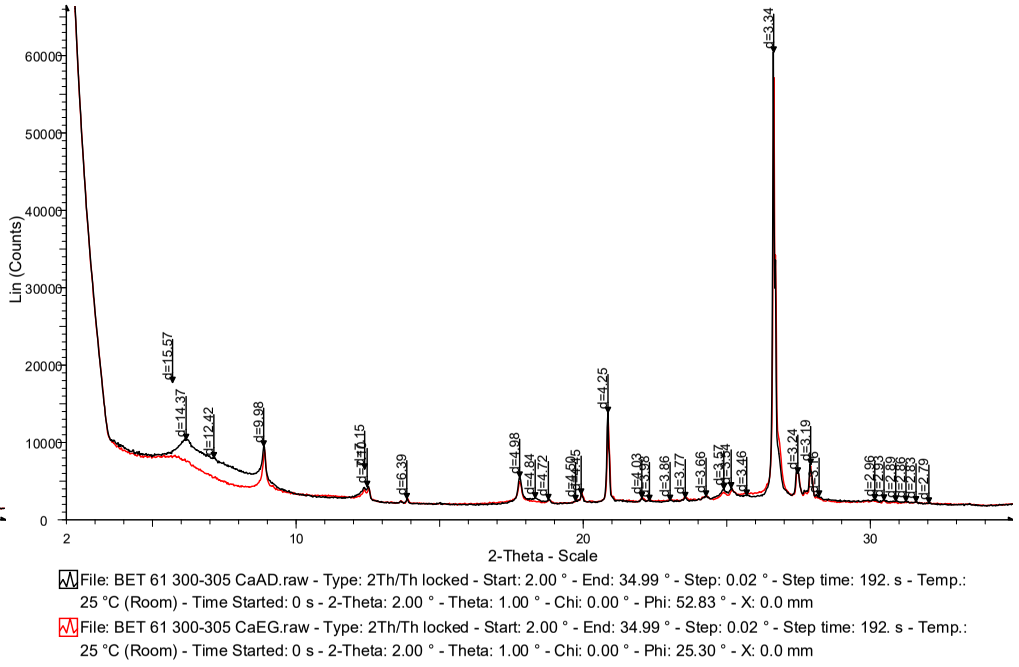


Fig. 76 : Betschdorf, diagramme XRF des échantillons (document : Laurent Caner).

• Kaolinite : pics à 7,15 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
• Quartz
• Albite
• Orthose
• Cet échantillon contient une forte proportion d'interstratifiés illite/smectite, de chlorite et d'illite. Il contient quartz et des feldspaths. »

Sur le diagramme de l'échantillon brut par diffraction sur poudres désorientées de l'échantillon BET 61 300-305, « les minéraux suivants sont identifiés :
• Albite
• Orthose
• Kaolinite (traces)
• Illite (mica)
• Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
• Chlorite (traces)
• Quartz
• Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La proportion de minéraux argileux est
• faible. »

Sur le diagramme de lames orientées de la fraction argileuse de l'échantillon BET 61 300-305, « les minéraux argileux suivants sont identifiés :
• Chlorite : pics à 14,2 Å, 7,08 Å et 4,71 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
• Illite (mica) : pics à 10,0 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
• Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,42 Å en AD qui se déplace vers 15 Å en EG
• Interstratifié illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,55 Å en AD qui se déplace vers 16 Å en EG
• Kaolinite : pics à 7,15 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
• Quartz
• Albite
• Orthose
• Cet échantillon contient une forte proportion d'illite et une plus faible proportion des autres minéraux argileux. Il contient quartz et des feldspaths. »

Dans la fraction totale, les deux échantillons se distinguent par les feldspaths, absents dans l'horizon BT, mais abondants dans les limons loessiques les moins évolués du profil au sommet de la séquence. Dans la fraction argileuse, les illites sont majoritaires dans l'horizon BT, alors que le cortège est plus varié dans les limons loessiques du sommet du profil, avec des interstratifiés illite/smectite, de la chlorite, de l'illite et de la kaolinite.

Ces différences de cortège sont interprétées comme la conséquence d'une évolution des sources sédimentaires. L'illite, la chlorite et les interstratifiés sont les argiles les plus abondantes dans le Fossé rhénan, tandis que la smectite est présente dans les marnes du Rupélien supérieur et moyen et la kaolinite dans les formations pliocènes (Sittler, 1979). Dans les loess weichseliens d'Hangenbieten, entre 0 et 6 m de profondeur, le rapport de proportion des différents minéraux argileux évolue peu et smectites et illites sont majoritaires, avec une petite proportion de kaolinite et de chlorites (Schaaf-Raeth 1979). À partir de 6 m de profondeur, dans les loess saaliens, l'illite est toujours présente, mais la smectite devient largement majoritaire et la chlorite disparaît de certains échantillons. Dans les loess weichseliens d'Achenheim, de 0 à 2,4 m de profondeur, la smectite est abondante (4,5/10 à 5/10), la chlorite diminue vers la base (1,5/ 10 à 1/10), ainsi que la kaolinite (0,5/ 10 à 1,5/10), tandis que l'illite est constante (2,5/10). Dans l''unité II, saalienne, de 2,4 à 6 m, les smectites prédominent (6/10 à 7/10), la chlorite en petite quantité (0,5/10) est parfois absente, la kaolinite est constante (0,5/10) et l'illite augmente vers la base (2/10 à 3/10). A Hangenbieten, comme à Achenheim, la smectite apparait donc majoritaire dans les loess saaliens (Schaaf-Raeth 1979).

À Betschdorf, la présence de kaolinite indique la contribution de sédiments soufflés depuis les formations pliocènes présentes au nord de l'Outre-Forêt. L'assemblage des limons loessiques traduit des affinités avec ceux d'Achenheim, d'Hangenbieten, mais aussi du Kaiserstuhl (Bronger, Heinkele 1990) et pourrait constituer un des caractères des loess du Fossé rhénan supérieur. La prédominance de l'illite dans l'horizon Bt apparaît quant à elle propre à Betschdorf. Mais dans la mesure où l'horizon Bt eemien n'a pas été étudié à Achenheim et à Hangenbieten et que les loess saaliens n'ont pas étudiés à Betschdorf, il est difficile de proposer une interprétation satisfaisante. Une partie de l'évolution du cortège minéralogique peut aussi s'interpréter comme le résultat de l'altération des matériaux, avancée dans l'horizon Bt, moins exprimée dans les limons loessiques. Mais la très faible part des smectites de l'horizon Bt est héritée des matériaux parentaux, puisque ces minéraux ne s'altèrent pas lors du développement des luvisols. Il faut donc considérer que les loess saaliens de Betschdorf sont pauvres en smectites, ce qui les distingue nettement des loess contemporains d'Achenheim et d'Hangenbieten et qui plaide pour des sources locales.

Datations absolues

Six échantillons ont été datés par luminescence stimulée optiquement des feldspaths dans la séquence I et un autre dans la séquence II (Tab. 18 et Fig. 77). Des écarts important, de 10 000 à 30 000 ans, ont été obtenues en fonction des méthodes utilisées. Pour tenter d'affiner les résultats, cinq échantillons et deux lots de granules de lombrics entre 50-55 et 175-180 ont respectivement fait l'objet de datations OSL à partir de quartz et de datations radiocarbone (Tab. 19).

Lab code	Method	Depth (m)	n	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka-1)	De IR50/OSL (Gy)	De pIR (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR (ka)
BET5	F-pIR225	1.45	5	1.33±0.02	10.40±0.59	3.20±0.10	3.51±0.25	92.32±2.77	120.50±3.84	26.3±2.0	34.3±2.7
BET6	F-pIR225	0.85	5	1.67±0.02	13.48±0.61	3.48±0.12	4.23±0.29	218.71±9.19	281.67±12.84	51.7±4.2	66.5±5.5
BET6	Q-OSL	0.85	5	1.67±0.02	13.48±0.61	3.48±0.12	3.79±0.43	155.28±15.74	-	41.0±4.5	-
BET7	F-pIR225	1.40	5	1.48±0.02	10.58±0.38	2.48±0.12	3.41±0.22	197.94±16.06	268.47±10.97	58.0±6.0	78.7±6.1
BET7	Q-OSL	1.40	5	1.48±0.02	10.58±0.38	2.48±0.12	3.09±0.29	188.37±9.18	-	61.0±5.7	-
BET8	F-pIR225	1.85	5	1.32±0.02	10.51±0.37	3.08±0.11	3.46±0.24	177.07±5.86	241.49±9.25	51.2±4.0	69.6±5.6
BET8	Q-OSL	1.85	5	1.32±0.02	10.51±0.37	3.08±0.11	3.10±0.15	107.26±2.04	-	34.6±1.5	-
BET9	F-pIR225	2.07	5	1.32±0.02	10.88±0.36	3.31±0.12	3.58.±0.26	240.44±23.24	302.90±13.06	67.1±8.1	84.6±7.1
BET9	Q-OSL	2.07	5	1.32±0.02	10.88±0.36	3.31±0.12	3.29±0.17	195.14±7.18	-	75.4±4.0	
BET10	F-pIR225	2.33	5	1.48±0.02	12.48±0.58	3.86±0.13	4.07±0.30	234.99±8.57	318.13±13.94	57.8±4.7	78.2±6.7
BET10	Q-OSL	2.33	5	1.48±0.02	12.48±0.58	3.86±0.13	3.65±0.22	217.73±6.14	-	64.5±4.0	-
BET11	F-pIR225	2.66	5	1.37±0.02	12.78±0.58	3.99±0.12	4.05±0.31	250.64±9.02	339.95±15.22	61.9±5.2	98.8±8.3
BET11	Q-OSL	2.66		1.37±0.02	12.78±0.58	3.99±0.12			-		-
BET12 G1	F-pIR225	2.28	5	1.78±0.02	8.68±0.28	2.51±0.12	3.46±0.22	75.50±2.24	111.16±3.46	21.8±1.5	32.0±2.2
BET13 G2	F-pIR225	1.70	5	1.68±0.02	7.39±0.21	2.44±0.18	3.25±0.19	74.40±2.21	111.70±3.12	22.9±1.5	34.4±2.3

Tab. 18 : Betchdorf, âges obtenus par les méthodes de la luminescence stimulée optiquement des feldspaths (Frank Preusser).

Code laboratoire	Code terrain	Matériel	Date BP	Ecart-type	cal. BP (95,4%)
SacA-61208	BET 50-55	Granules de lombrics	46100	1000	cal BP 46156: cal BP 51018
SacA-61209	BET 175-180	Granules de lombrics	56200	3500	Non calibrable

Tab. 19 : Betschdorf, âges radiocarbone.

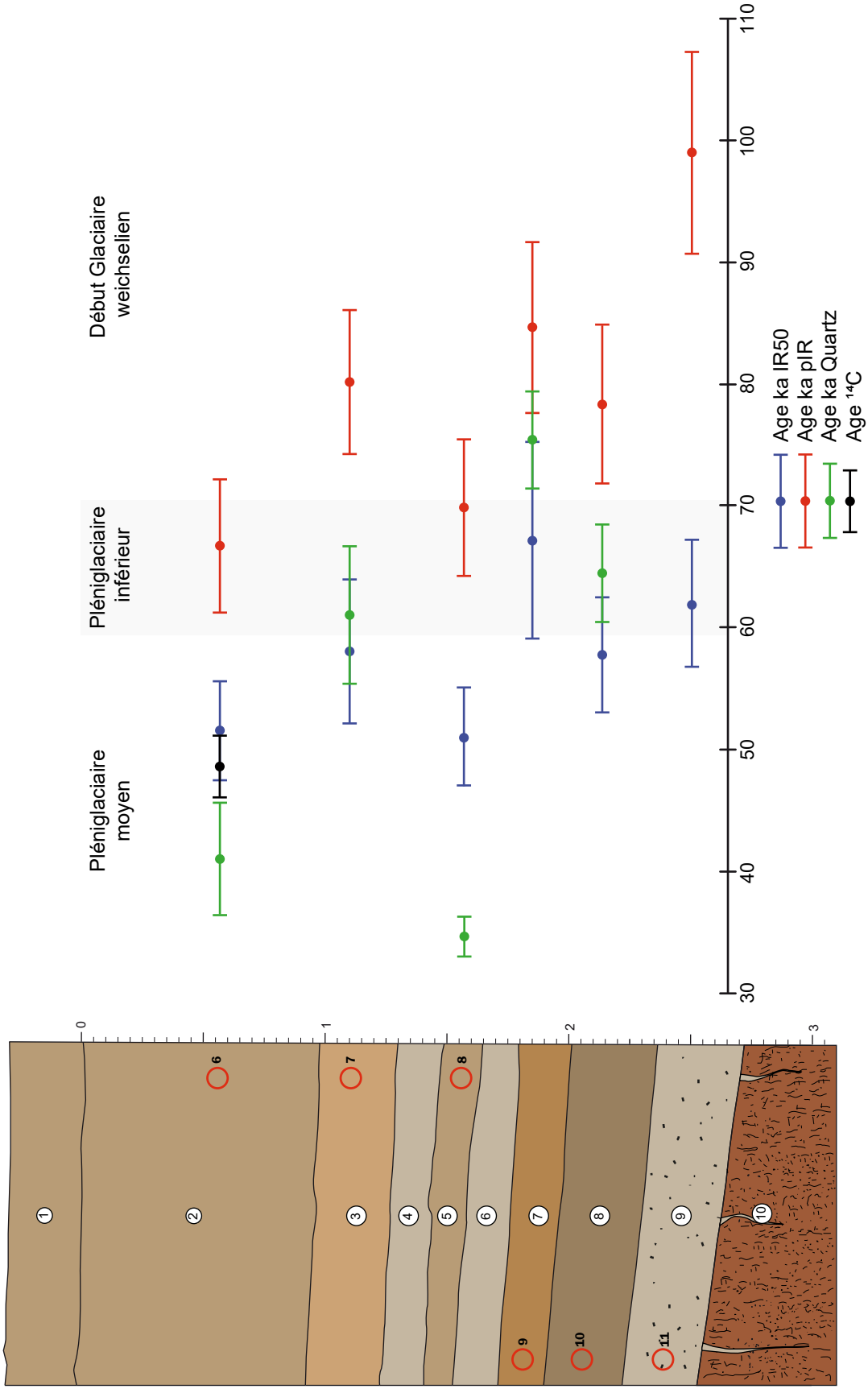


Fig. 77 : Betschdorf, chronologie de la séquence I fournie par les datations numériques.

Les âges pIR et IR50 situent le dépôt de la succession stratigraphique respectivement entre 108 et 61 ka et entre 76 et 47 ka. Les âges obtenus sur quartz placent quant à eux le dépôt des unités 8 à 2 entre 75 et 34 ka. Si on considère les barres d'erreur, les inversions observées dans chacune de ces trois séries d'âge ne sont statistiquement pas significatives. Enfin, les datations radiocarbone des unités 6 et 2 livrent respectivement 56,2 ± 3,5 et 46,1 ± 1 ka BP. La date la plus ancienne est clairement en limite de méthode et doit être considérée comme un âge minimal. Elle se situe par ailleurs au-delà de l'intervalle de la courbe de calibration (Reimer et al. 2020). Dans la mesure où l'échantillon le plus récent a livré la même teneur en carbone que le plus ancien, traitée avec la même quantité de granules, selon le même protocole, l'âge de 46,1 ka ± 1 ka BP est considéré comme un âge vrai et non comme un âge minimal.. Une fois calibré à deux sigmas, il donne une fourchette comprise entre 51 et 46,15 ka cal BP. Il conduit, comme dans le Weichselien supérieur de Schaffhouse, de préférer l'âge IR50. Il est toutefois trop isolé pour écarter l'ensemble des âges pIR et pour clarifier de façon définitive la datation de la succession stratigraphique.

En effet, au regard du contexte environnemental et de la nature des unités datées, les âges IR50 sont clairement trop jeunes à la base, les unités 9 et 8 étant trop évoluées et trop riches en charbons pour pouvoir être corrélées avec les horizons connus du Pléniglaciaire inférieur. L'âge pIR de 98,8 ± 8 ka obtenu dans l'horizon 9 est en revanche relativement cohérent bien avec les horizons de dégradation et les dépôts de pente mis en évidence au sommet du BT eemien (Antoine et al. 2016). Celui de 78,2 ± 6 ka obtenu avec la même méthode dans l'horizon 8, un paléosol relativement évolué qui évoque les sols steppiques du Début Glaciaire B, entre 80 et 70 ka, est lui aussi cohérent (Antoine et al. 2016). L'unité 7 et l'unité 3 paraissent en revanche trop peu évoluées pour être contemporaines du complexe de sols du Début Glaciaire weichselien et ces âges sont donc trop vieux. Les âge IR50 de 67,1 ± 8 ka et de 58 ± 6 incitent quant à eux à une attribution au Pléniglaciaire inférieur et éventuellement au Pléniglaciaire moyen pour l'unité 3, ce qui est plus en accord avec les caractères peu évolué et carbonaté de ces deux unités. L'âge pIR de 69,6 ± 5,6 ka, obtenu dans l'unité 5, la plus riche en carbonates, cadre bien avec le Pléniglaciaire inférieur et les arrivées massives de poussières dans les glaces du Groenland au stade 19, autour de 70 ka (Rasmussen et al. 2014). Mais l'âge IR50, plus récent (51,2 ± 4 ka) ne saurait être exclue pour autant, les caractères de terrain et les valeurs de susceptibilité magnétique de l'unité 7 montrant une évolution pédologique de type sol brun arctique. De fait, postérieurement à l'unité 7, les datations numériques permettent difficilement d'attribuer ces paléosols peu évolués à des périodes précises du Pléniglaciaire inférieur ou moyen.

Après l'incision de cette première séquence, la base des limons flués et lités de l'unité V3sup a livré un âge IR50 de 26,3 ± 2 ka et un âge pIR de 34,3 ± 2,7 ka. A Schaffhouse, pour le Weichselien supérieur, l'âge IR50 le plus récent donne une fourchette comparable à celle obtenue avec le radiocarbone. Par ailleurs, à Nussloch, la fin du Pléniglaciaire moyen est marquée par une importante phase de dégradation et de ravinement du pergelisol (Antoine et al. 2001). Dans les profils P2, P3, P4 et P8 de ce site, les premiers loess qui surmontent le sol de Lohne se sont révélés postérieurs à 35 ka et ont été synchronisés avec le stade GS 7 (Moine et al., 2017). Le remplissage de V3 état principalement constitué de loess, il semble cohérent de retenir ici l'âge IR50 de 26,3 ± 2 ka, plutôt que l'âge pIR de 34,3 ± 2,7 ka. Dans cette perspective, l'érosion thermokarstique ayant conduit au creusement du vallon V3 aurait érodé les sols du Weichselien moyen, ainsi que les gleys du début de Weichselien supérieur.

Synthèse

L'unité 10 à la base présente les caractères typiques d'un horizon BT de luvisol, notamment des enduits argileux sur les faces des prismes. La prédominance nette de l'illite est la conséquence d'un matériau parental différent des loess saaliens d'Achenheim et d'Hangenbieten, dans lesquels la smectite est majoritaire (Schaaf-Raeth 1979). La teneur en particules inférieures à 6 µm se situe autour de 30%, tandis que les valeurs de susceptibilité magnétique se situent autour de 20 $10^{-8}m^3/kg$ et atteignent 30 $10^{-8}m^3/kg$ au sommet de l'horizon, ce qui est conforme aux valeurs généralement obtenues dans ce type d'horizon. La teneur en carbonates de calcium, de 1 à 2%, témoigne d'une recarbonatation, qu'il faut probablement mettre en relation avec la mise

en place des unités plus récentes. Dans la mesure où l'intégralité de l'horizon Bt n'a pas été mis au jour et en l'absence de lames-minces, il est difficile d'écrire son histoire, probablement polyphasée comme à Schaffhouse-près-Seltz.

La présence de gravillons calcaires dans l'unité 9 témoigne de l'apport de colluvions et de la discontinuité avec l'horizon Bt sous-jacent, tandis que la couleur et les oxydes de fer traduisent un engorgement saisonnier Très oxydés, les nombreux charbons présents dans l'unité n'ont pu être déterminés pour le moment. Les valeurs de susceptibilité magnétique, entre 16 et 23 $10^{-8}m^3/kg$ peuvent être liées à l'action des feux responsables des nombreux charbons présents dans l'unité. La teneur en carbonates peut s'expliquer par des percolations depuis les unités sus-jacentes. L'âge pIR de 98,8 ± 8 ka obtenu dans l'horizon est relativement cohérent avec les horizons de dégradation et les dépôts de pente mis en évidence au sommet du Bt eemien, qui marque le début de la glaciation weichselienne (Antoine et al. 2016).

Les caractères de terrain de l'unité 8 traduise une évolution pédologique qui est confirmée par les valeurs de susceptibilité magnétique qui sont dans les mêmes gammes que celles du dernier sol iso-humique de Dolní Věstonice. L'âge pIR 78,2 ± 6 ka obtenu avec la méthode du pIR confirme cette attribution. Ce paléosol évoque celui de l'unité 7 de la coupe VII de Schaffhouse-près-Seltz.

La teneur en carbonates augmente considérablement dans l'unité 7, où elle passe de 5,8 à 13,5 %, ce qui évoque l'arrivée massive de poussières enregistrée dans les glaces du Groenland au stade 19, autour de 70 ka (Rasmussen et al. 2014). Les caractères de terrain, une couleur brune pâle et des plages plus claires qui évoquent des terriers fossiles (crotovins), ainsi que les valeurs de susceptibilité magnétique, témoignent d'une évolution pédologique de type sol brun arctique. D'après ces caractères, l'âge pIR de 84,6 ± 7 ka paraît donc trop vieux. L'âge IR50, 67,1 ± 8 ka, incite quant à lui à une attribution au Pléniglaciaire inférieur, période caractérisée notamment par le développement d'un sol, qui pourrait évoquer un sol brun arctique (Antoine et al. 2001).

Dans l'unité 6, les taux de carbonates continuent d'augmenter et les courbes de fréquences des différentes classes granulométriques présentent les caractères typiques de loess. Ces caractères s'accentuent dans les unités 5 et 4 qui enregistrent les valeurs maximales de carbonates. Ils sont accompagnés de valeurs de susceptibilité magnétique relativement élevées, Les caractères de terrain des unités 6 à 4 évoquent une alternance d'un gley, d'un loess et d'un gley. Toutefois, vue la faible épaisseur des unités, un dédoublement par fluage d'un même gley, comme révélé sur la coupe I de Schaffhouse-près-Seltz ne saurait être exclue. Si la datation pIR de 69,6 ± 5,6 ka de l'unité 5 est retenue, la succession de Betschdorf comprendrait pour le Weichselien inférieur un sol brun arctique (unité 7) suivi par un ou deux gleys de toundra. L'expression de la période serait ainsi différente de la séquence de Nussloch où elle est constitué de dépôts ruisselés, d'un gley de toundra, de loess, d'un sol qui évoque un sol brun arctique et de sables éoliens (Antoine et al. 2001). De fait, la période est très mal connue et la corrélation entre les horizons de ces différentes séquences est encore périlleuse en raison de l'imprécision des cadres chronologiques numériques.

Les bioturbations et la baisse des carbonates dans l'unité 3 sont liées au développement d'un sol. Son caractère relativement peu évolué permet d'exclure l'âge pIR de 78,7 ± 6 ka. La fourchette de l'âge IR50 de 58,0 ± 6 ka, à cheval sur qui le Pléniglaciaire inférieur et le Pléniglaciaire moyen est plus conforme avec les caractères de l'unité. En tenant compte de la discussion menée sur l'âge de l'unité 5 et le manque d'horizons repères pour le Pléniglaciaire inférieur, il est difficile de confirmer l'attribution de cette unité à l'une ou l'autre de ces périodes

La couleur et les caractères de terrain de l'unité 2 évoquent un dépôt loessique qui ne ressort pourtant pas nettement des courbes de fréquences granulométriques. La faible teneur en sables fins, ainsi que la kaolinite peuvent traduire une origine locale des matériaux. Pourtant, le cortège des minéraux argileux présente des affinités certaines avec ceux d'Achenheim, d'Hangenbieten, mais aussi du Kaiserstuhl (Bronger, Heinkele 1990) et ne détonne donc pas avec loess du Fossé rhénan supérieur. La décarbonatation relative de l'unité 2 doit être

mise en relation avec le développement du sol à la surface des dépôts loessiques. Toutefois les valeurs de susceptibilité magnétique qui dépassent les 20 $10^{-8}m^3/kg$ entre 25 et 65 cm de profondeur, suggèrent la présence d'un paléosol peu exprimé. Si on retient l'âge pIR Weichselien inférieur et qu'on considère que les unités 7 à 3 sont en place, il s'agirait d'un cinquième sol, ce qui paraît peu compatible avec la durée et le caractère froid et aride du Weichselien inférieur tel qu'il est enregistré dans les carottes de glace du Groenland. Une attribution au Pléniglaciaire moyen sur la base de l'IR50 paraît donc plus cohérente. .

Les dépôts et les paléosols de la quasi-totalité du Weichselien moyen ont été tronqués lors d'une phase de dégradation du pergélisol, probablement au cours de l'interstade GI 3 (~27,5-27,9 ka, Moine et al., 2017 ; Rasmussen et al., 2014) comme indiqué par l'âge IR50 de 26,3 ± 2 ka obtenu à la base de la seconde séquence. L'uniformité de cette seconde séquence semble indiquer un remblaiement rapide débutant donc au milieu du Pléniglaciaire supérieur weichselien. .

Au final, la base de la première séquence témoigne des environnements du début et de la fin du Début Glaciaire weichselien, autour de 110-105 ka et entre 80 et 70 ka, et du Weichselien inférieur. Elle évoque fortement la séquence de bas de versant de Schaffhouse-près-Seltz. Elle s'en différencie à partir des unités 6 à 3 qu'il est pour l'instant difficile de dater précisément sur la seule base des faciès et des datations par luminescence. Après une importante troncature suite à une phase de dégradation du pergelisol probablement au cours de l'interstade GI 3 (≈ 27,5-27,9 ka, Moine et al., 2017 ; Rasmussen et al. 2014), le vallon V3 est rapidement comblé par une séquence massive de loess ruisselés et de gleys flués.

3.3.3 Le vallon V1

Description des unités et interprétation d'après les données de terrain

Le remplissage de V1 est constitué de sables roses et de limons lités dont la base n'a pas pu être observée, une incertitude subsiste donc sur son épaisseur (Fig. 78). Vue la taille du vallon, plus de 75 m de large, il n'a pas pu être nettoyé en continu. Il a été appréhendé par deux profils, l'un dans les couches les plus anciennes dans la partie occidentale (Fig. 79) et l'autre dans sa partie orientale (Fig. 80). Ces deux profils ont permis la construction d'un profil synthétique (Fig. 81, Tab. 20). L'épaisseur maximale observée est de 3 m. Mais si on prend en compte le pendage des couches vers l'est et l'emboîtement des dépôts, on obtient une épaisseur totale de 5 à 7 m.



Fig. 78 : Betschdorf, vue du vallon V1, sous l'oeil attentif de François Ménillet.

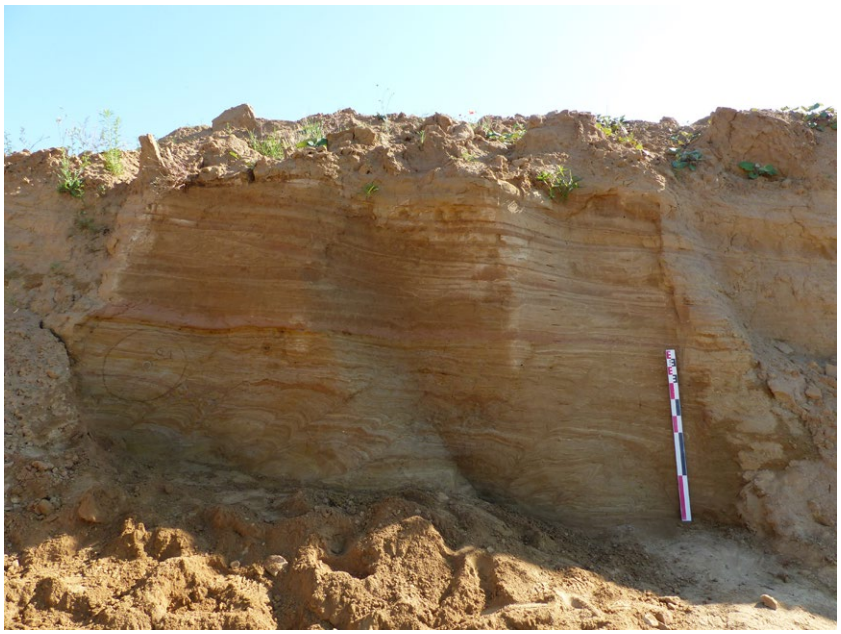
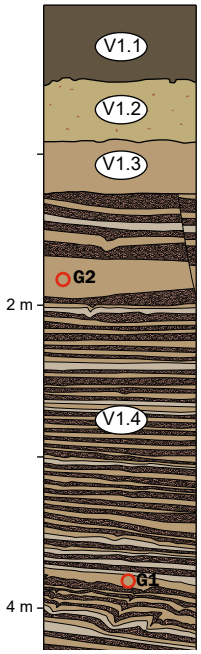


Fig. 79 : Betschdorf, vue des dépôts les plus anciens observés de V1 et position de l'échantillon pour datation par luminescence stimulée optiquement (OSL) BET12/G1. Noter les involutions à la base et le pendage des couches (Photographie : Olivier Moine).



Fig. 80 : Betschdorf, vue des dépôts sommitaux de la partie centrale de V1 et position de l'échantillon pour datation par luminescence stimulée optiquement (OSL) BET13/G2 (Photographie : Olivier Moine). Noter la déformation cassante.

Les couches les plus anciennes de l'unité V1.4, l'unité la plus ancienne du vallon V1, situées sur le flanc occidental du vallon exposé à l'ouest, sont constituées de loess et de sables lités. Elles présentent un pendage de 10 à 20° vers le centre du vallon. On y observe des fentes syngénétiques qui évoquent des contractions thermiques d'un sédiment pauvre en glace (Pissart 1987). Ces fentes sont déformées par la reptation des niveaux vers le centre du vallon (Fig. 79). Dans la partie orientale du vallon, la partie supérieure de l'unité V1.4 présente des lits plans marqués par des déformations cassantes (Fig. 80). Le caractère très localisé de ces déformations et le faible rejet, environ 5 cm, sont les conséquences d'un cycle de gel/degel dans une formation encore en partie gelé (Pissart 1987). Le remplissage de V1 se termine avec des limons argileux brun-jaune à structure massive (unité V1.3) et des limons argileux brun-jaune bioturbés, riches en coquilles avec quelques oxydes ferro-manganiques (V1.2). Un horizon organique labouré de cinquante centimètres d'épaisseur (V1.1) se démarque au sommet du profil.



BETG2 Age IR50 22,9±1,5 ka ; Age pIR 34,4±2,3 ka

BETG1 Age IR50 21,8±1,5 ka ; Age pIR 32,0±2,2 ka

Fig. 81 : Betschdorf, log cumulique du remblaiement du vallon V1.

Unité	Épaisseur	Description
V1.1	0,5 m	limons argileux, bruns, organiques;
V1.2	0,35 m	limons argileux, brun-jaune, bioturbés, coquilles entières fréquentes, quelques oxydes ferro-manganiques millimétriques;
V1.3	0,32 m	limons argileux, brun-jaune, massifs
V1.4	Base non atteinte	sables moyens, rouges, lités, quelques lits centimétriques (2-3 cm) limono-argileux brun-jaunâtre, lits obliques, quelques lits ondulés, traces de fissures et rares déformations cassantes (cryoturbation)

Tab. 20 : Tableau 15 : Betschdorf, description du remplissage du vallon V1.

Les sables roses issus de l'érosion des Vosges gréseuses sont omniprésents dans les vallées du secteur. Leur présence en sommet de colline, à près de 30 m au-dessus des principales vallées et alors qu'aucun dépôt sableux n'a été mis en évidence dans les 15 m de loess sous-jacents, ne peut s'expliquer que par un changement important dans la dynamique éolienne. Les unités qui font suite à ces dépôts éoliens sableux présentent les caractères d'un loess (V1.3) et d'un gley de toundra (V1.2). L'absence de sol bien exprimé à la surface de cette succession loessique est notable, comme sur le reste du front de taille et dans la parcelle au nord.Quatre échantillons ont été prélevés pour caractériser différentes lamines de l'unité sableuse V1.4, des limons au sables. Deux tubes ont été prélevés pour dater la séquence.

Caractères granulométriques

Les courbes granulométriques très ramassées confirment l'origine éolienne des particules (Fig. 82). Les échantillons 1 et 4 ont ainsi une médiane autour de 500 µm et présentent un bon indice de tris (So : 1,26), ce qui renforce l'hypothèse émise à partir de la position des dépôts et des observations de terrain (Cailleux, Tricart 1963). La courbe de l'échantillon 3 est quant à elle légèrement plus aplatie et a une médiane de 282 µm. L'indice de tris (So : 1,75) est toujours bon, bien que légèrement inférieur aux deux autres échantillons sableux, ce qui pourrait traduire un léger remaniement sous l'action de la gravité et/ou du ruissellement. Les unités loessiques intercalées présentent quant à elles une médiane de 33 µm et un bon indice de tris, bien inférieur toutefois aux sables, ce qui peut s'expliquer par le transport d'agrégats limono-argileux ou par un remaniement sous l'action du ruissellement.

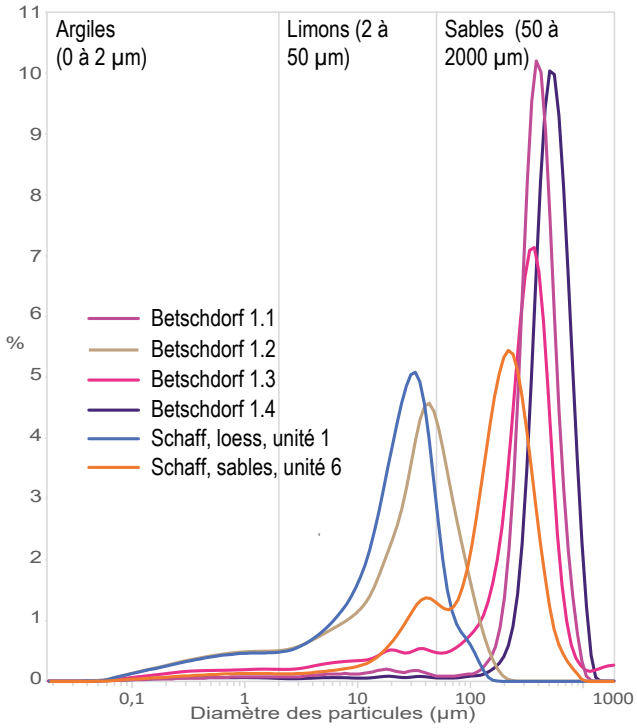


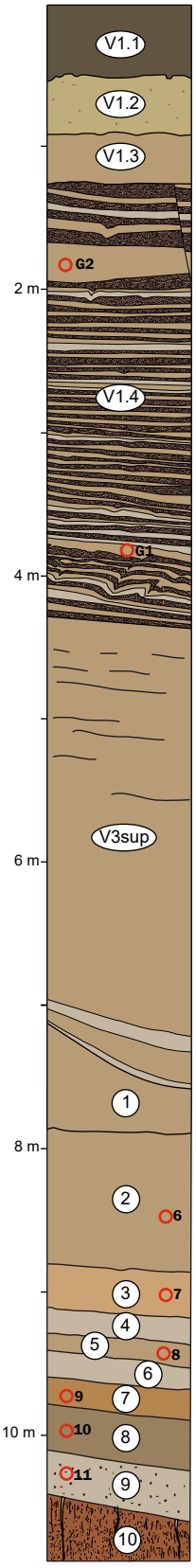
Fig. 82 : Betschdorf, courbes de fréquences de trois couches de sables (1.1, 1.3 et 1.4) et d'une couche de limons (1.2) mises en perspective avec deux échantillons de Schaffhouse, l'un prélevé dans les loess et l'autre dans les sables des loess lités.

Datations numériques

Dans les niveaux les plus anciens observés, l'échantillon Bet12/G1 a livré un âge IR50 de 21,8 ± 1,5 ka et un âge pIR de 32 ±2,2 ka. Au sommet, l'échantillon Bet13/G2 a été daté avec les mêmes méthodes de 22,9 ± 1,5 ka et de 34,4 ± 2,3 ka. L'inversion des âges n'est pas statistiquement significative et leur proximité témoigne du temps très court écoulé entre la base et le sommet de l'unité. A Nussloch, les premiers loess qui surmontent le sol de Lohne, synchronisé avec les interstades GI–7c et GI–8, sont postérieurs à 35 ka (Moine et al. 2017). Ils sont suivis par le développement de plusieurs gleys de toundra entre 33 et 27,5 ka, qui témoignent d'autant d'arrêts de la sédimentation loessique. Une séquence comparable a été décrite précédemment à Schaffhouse-près-Seltz (4.2.3). Si l'on retient les âges pIR, l'ensemble des gley de toundra serait donc absent de la séquence de Betschdorf. Les âges IR50 nous placent quant à eux dans la partie sommitale des loess lités (Antoine et al. 2009 ; Moine et al. 2017a), période encadrée à Schaffhouse par un gley de toundra dont les granules de lombrics ont livré un âge radiocarbone de 24/25,5 ka BP et un autre gley de toundra daté selon la même méthode de 22,9/23,4 ka BP. Comme pour les âges obtenus dans la séquence II du vallon V3, la littérature connue et les résultats obtenus à Schaffhouse incitent à préférer ici les âges IR50. Dans cette perspective, le gley de toundra mis en évidence en haut de séquence, l'unité V1.2, serait l'expression de l'interstade 2, dernier interstade marqué autour de 23,5 ka et matérialisé par le gley G7 de Nussloch (Rasmussen et al. 2014 ; Moine et al. 2017).

3.3.4 La colline de Betschdorf : synthèse

Alors que l'horizon BT eemien se suit sur les 500 m de la coupe, les dépôts weichseliens de la colline de Betschdorf sont localisés dans trois vallons qui livrent tous les trois des successions différentes. Le remplissage de l'un d'entre eux, le vallon V2, s'avère massif et peu différencié et n'a pas été détaillé. En revanche, les



BETG2 Age IR50 22,9±1,5 ka ; Age pIR 34,4±2,3 ka

BETG1 Age IR50 21,8±1,5 ka ; Age pIR 32,0±2,2 ka

BET5 Age IR50 26.3±2.0 ka ; Age pIR 34.3±2.7 ka

BET6 Age IR50 51.7±4.2 ka ; Age pIR 66.5±5.5 ka

BET7 Age IR50 58.0±6.0 ka ; Age pIR 78.7±6.1ka

BET8 Age IR50 51.2±4.0 ka ; Age pIR 69.6±5.6 ka

BET9 Age IR50 67.1±8.1 ka ; Age pIR 84.6±7.1 ka

BET10 Age IR50 57.8±4.7 ka ; Age pIR 78.2±6.7 ka

BET11 Age IR50 61.9±5.2 ka ; Age pIR 98.8±8.3 ka

Fig. 83 : Betschdorf, profil synthétique à partir des remplissages des vallons V3 et V1.

vallons V3 et V1 ont livré des successions dilatées et bien exprimées dont l'épaisseur cumulée est de l'ordre d'une dizaine de mètres (Fig. 83).

La séquence la plus ancienne a été mise au jour dans le vallon V3 et est constituée de plusieurs paléosols développés sur des colluvions et des loess. Les caractères de terrain, les analyses pédosédimentaires et les datations par luminescence stimulée optiquement (OSL) montrent qu'elle s'est mise en place au début et dans la dernière partie du Début Glaciaire weichselien, au Pléniglaciaire inférieur et au début du Pléniglaciaire moyen. Cette première séquence est tronquée suite à une phase de dégradation du pergélisol probablement au cours de l'interstade GIS3 (≈ 27,5-27,9 ka, Moine et al., 2017 ; Rasmussen et al., 2014). Le vallon V3 est ensuite rapidement comblé par une séquence massive de loess ruisselés et de lambeaux de gleys flués.

L'histoire continue dans le vallon V1, remblayé par plusieurs mètres de sables soufflés originaires des vallées voisines avec des lits centimétriques de loess. La séquence se termine par un loess et par un gley de toundra qui pourraient être l'expression de l'interstade 2, dernier interstade marqué du Pléniglaciaire supérieur autour de 23,5 ka. Hormis la décarbonatation du sommet des dépôts weichseliens, le sol tardiglaciaire et holocène n'est pas clairement exprimé dans l'emprise de la carrière.

3.4. Principaux acquis sur les loess de l'Outre-Forêt

L'Outre-Forêt est donc constituée de deux grands ensembles géomorphologiques. Le premier, à l'ouest, plus élevé, est constitué de longues échines NO-SE et les formations oligocènes y affleurent sur la plupart des versants exposés au sud-ouest et à l'ouest, sauf dans les collines de Betschdorf. Le second, à l'est, est beaucoup plus vallonné, marqué par des petites collines de quelques centaines de mètres de long et orientées NE-SO. Hormis sur le versant exposé à l'ouest du *Haussauerbach*, le substrat n'affleure pas dans ce secteur.

Les deux sites étudiés à Betschdorf et Schaffhouse-près-Seltz confirment la présence de deux types de couverture loessique qui correspondent à ces deux ensembles géomorphologiques. À Schaffhouse-près-Seltz, les loess du Weichselien et notamment les dépôts éoliens du Pléniglaciaire supérieur occupent tout l'espace et sont à l'origine des petites collines qui caractérisent le secteur. La couverture du Pléniglaciaire supérieur est continue. Elle est surtout dilatée en haut de colline. Des dépôts ruisselés et des paléosols du Début Glaciaire weichselien, ainsi que du Pléniglaciaire inférieur et du Pléniglaciaire moyen ont été mis en évidence à la base des versants. À Betschdorf au contraire, les loess weichseliens sont cantonnés dans des vallons secs dont la morphologie est héritée du Pléistocène moyen. Chacun des trois vallons observés présente un remplissage différent et leur géométrie est réorganisée par une importante phase érosive dans la première moitié du Pléniglaciaire supérieur.

Une chronostratigraphie synthétique peut-être élaborée à partir des coupes des différents contextes topographiques de Schaffhouse et de Betschdorf. Le Début Glaciaire weichselien se caractérise par la troncature partielle du luvisol eemien, dont il ne reste que l'horizon Bt, et par la mise en place de colluvions riches en charbons dans un environnement mal drainé. Alors que les horizons humifères de la première partie de cette période n'ont pas été mis en évidence, la dernière partie est représentée sur les versants de Schaffhouse et sur la bordure d'un des vallons de Betschdorf par un paléosol gris qui évoque un sol steppique. A Schaffhouse, comme à Betschdorf, la séquence se poursuit par un horizon brun pâle bioturbé. À Betschdorf, elle se poursuit par un complexe de gley. L'ensemble de ces séquences évoquent les horizons de Riedseltz et de Mothern que Mazenot a attribué au « Würm inférieur » (Mazenot 1963). Leur étude malacologique à Betschdorf et Schaffhouse précisera les conditions environnementales associées qui aideront peut-être à préciser cette corrélation.

À Betschdorf, deux horizons bruns bioturbés peu exprimés pourraient représenter le Pléniglaciaire moyen. A Schaffhouse, la période est représentée par un gley et un sol brun arctique, mais uniquement dans le profil ouvert sur le versant exposé au sud-ouest. Dans les deux sites, la majeure partie des dépôts est datée du Plé-

niglaciaire supérieur. L'ensemble de la période est représenté à Schaffhouse dont les dépôts les plus dilatés en haut de collines sont liés à la variabilité millénaire qui caractérise la période. Son terme inférieur, antérieure à 25 ka, est caractérisée par une alternance de loess et de gley de toundra. A partir de 26-25 ka, d'importants dépôts de sables éoliens lités avec des loess se mettent en place à Betschdorf, comme à Schaffhouse. Ils sont coiffés par un gley de toundra marqué, expression de l'interstade GI 2, dernier interstade du Pléniglaciaire supérieur autour de 23,5 ka (Rasmussen et al. 2014). Ce gley se situe en sommet de séquence à Betschdorf, tandis qu'à Schaffhouse, il est fossilisé par un mètre de loess massif au sein duquel un dernier gley peu évolué a été observée.

Les sables gréseux soufflés mis en évidence à Schaffhouse et à Betschdorf évoquent les dépôts du Pléniglaciaire supérieur déjà mis en évidence par Mazenot à Schleithal (Mazenot 1963). Les loess de l'Outre-Forêt se caractérisent aussi par la présence d'agrégats argileux soufflés mis en évidence à Schaffhouse par la micromorphologie, ainsi que par la teinte brune et les caractères pédosédimentaires de l'unité supérieure de loess lités. De tels agrégats ont déjà été décrits dans les loess (Mason et al. 2003) et pourraient être relativement fréquents. L'étude systématique de lames-minces, ainsi que l'application comparée de différents protocoles de défloculation, plus ou moins poussés, avant les mesures granulométriques, devraient permettre de mieux quantifier ce trait sédimentaire. Si le cortège des minéraux argileux des loess du Saalien de Betschdorf paraît différent des séquences décrites à Achenheim et Hangenbieten (Schaaf-Raeth 1979), celui des dépôts weichseliens paraît en revanche typique de loess rhénans (Bronger, Heinkele 1990). Enfin, la teneur extrêmement forte en carbonates, près de 30 % dans les loess du Pléniglaciaire supérieur de Schaffhouse, doit être notée. Ce caractère a déjà été relevé la moitié sud du Fossé rhénan (Buraczyński 1978). Dans l'Outre-Forêt, il pourrait être responsable, comme déjà avancé par Jamagne (2011) et Party et *al.* (2011), de la faible extension des luvisols uniquement représentés sur les versants, là où la circulation en eau est suffisamment importante pour générer la décarbonatation des loess, comme à Schaffhouse-près-Seltz, aussi bien à l'Eemien qu'à l'Holocène.

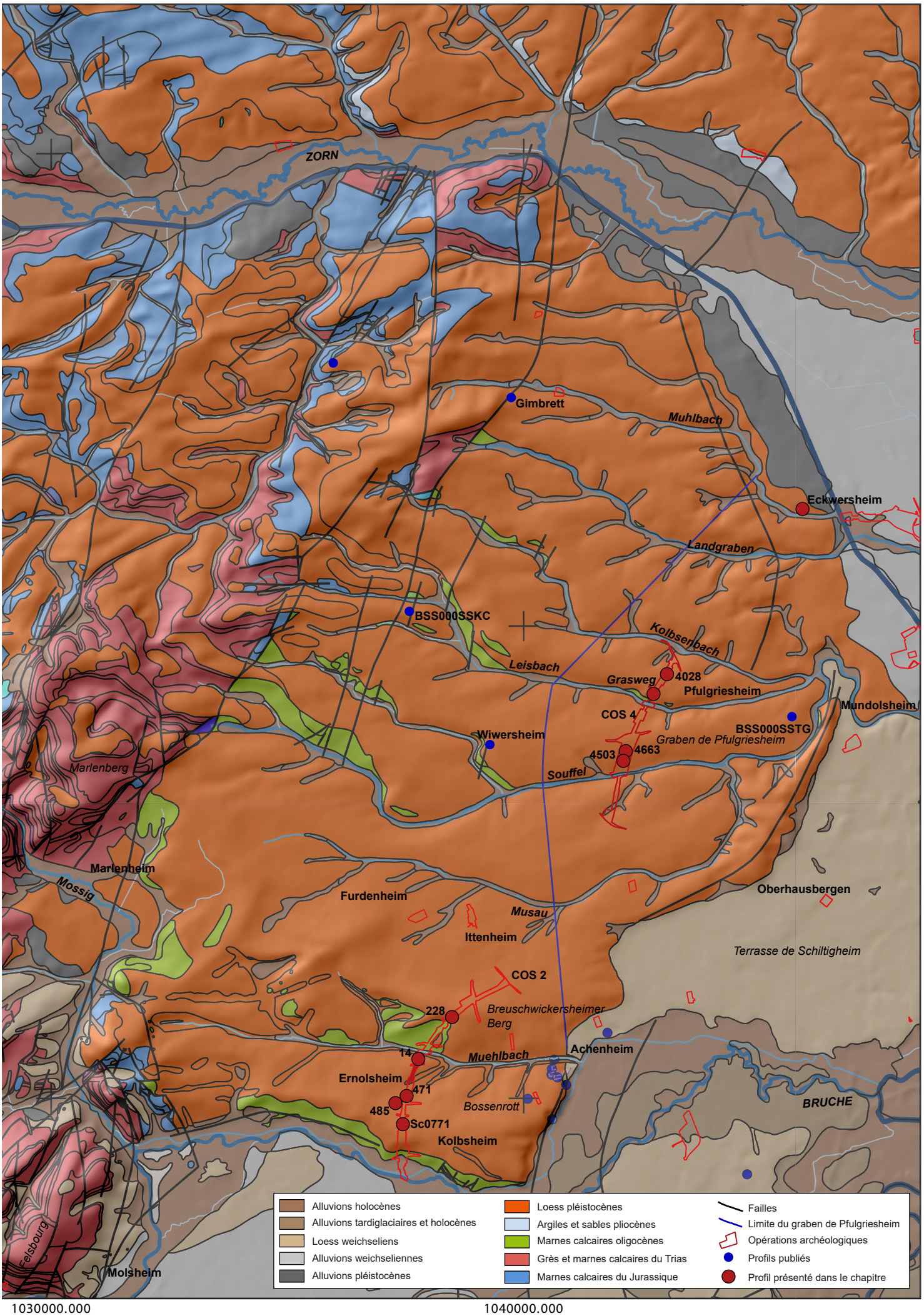
Chap. 4 : Les loess du Kocherseberg

4.1. Les loess du Kochersberg : introduction

Le Kochersberg est un plateau d'environ 180 km^2. Il est délimité au nord-ouest par la vallée de la Zorn et au sud par la vallée de la Bruche, qu'il domine respectivement de 30 et de 50 m. À l'est, sa limite est matérialisée par un talus raide qui descend vers la terrasse de Schiltigheim environ 25 m en contrebas. À l'ouest, il s'arrête au pied d'une crête située dans le prolongement nord-est du massif gréseux du Feldsbourg qui domine Molsheim et Mutzig dans la vallée de la Bruche. Sa surface est légèrement inclinée vers le nord-ouest et se situe à 197 m à hauteur d'Ernolsheim, à 177 m à l'ouest d'Eckwersheim et à 192 m à Gimbrett. Le Kochersberg est marqué dans sa portion méridionale, au sud-ouest d'Ittenheim, par deux buttes orientées sud-ouest/nord-est, situées dans le prolongement du Feldsbourg. Sur son flanc est, entre Oberhausbergen et Mundolsheim, une échine d'orientation similaire le domine d'une dizaine de mètres. Enfin, deux rides orientées ouest-est barrent le plateau au sud-est, en contrehaut de la Bruche à Kolbsheim et en contrehaut du Muehlbach, au nord d'Ernolsheim.

Le drainage est assuré par sept cours d'eau enracinés dans la crête en limite occidentale du plateau. Ils dessinent un réseau parallèle, orienté est-ouest. Les vallées sont étroites, moins de 200 m de large et relativement symétriques, même si les versants exposés au sud ont tendance à être plus raides que ceux exposés au nord. Au sud, le Muehlbach est incisé d'une quarantaine de mètres et s'écoule dans un sillon parallèle à la limite du plateau, 2 km plus au sud. Plus au nord, l'encaissement des cours d'eau est d'une vingtaine de mètres. Alors que la vallée de la Musau est distante de 4 km du Muehlbach, les autres cours d'eau sont distants les uns des autres d'environ 2 km. Les cours aval de la Musau et de la Souffel s'incurvent vers le nord-est et contournent l'échine d'Oberhausbergen-Mundolsheim. Le réseau secondaire est constitué de vallons en berceau ou à fond plat qui ne sont pas drainés par un cours d'eau pérenne. Il présente une orientation préférentielle sud-ouest/nord-est, de même orientation que les buttes du Feldsbourg-Ittenheim, et est nettement plus développé sur les versants exposés au nord.

À l'ouest, la crête marque la limite des champs de fractures de Molsheim et de Saverne, avec des terrains de lithologies variées, des grès aux argiles-marneuses, principalement du Secondaire (Fig. 84). Du fait de son épaisse couverture loessique, le sous-sol du Kochersberg est peu connu (Maire et al. 1971 ; Blanalt et al. 1972 ; Von Eller et al. 1975 ; Ménillet et al. 1979). Les formations de marnes verdâtres, les *Marnes à Cyrènes*, avec des intercalations sableuses plus ou moins micacées et plus ou moins cimentées par du calcaire du Stampien (Rupélien supérieur) affleurent sur le bord sud du plateau et sur le versant nord exposé au sud du Muehlbach. Ils affleurent également sur les versants exposés à l'ouest et au sud des moitiés amont des vallées de la Mossig, de la Souffel, du Leisbach, du Kolbsenbach et du Landgraben. Remaniés et pédogénétisés en surface (horizon gris noir), ils ont été décrits uniquement autour d'Ittlenheim (Ménillet et al. 1979) et de Kolbsheim (Maire et al. 1971). Il n'existe pas de stratotype locale et leur épaisseur n'est pas connue. En Alsace, l'illite et la montmorillonite sont majoritaires dans ces dépôts. Elles sont accompagnées en faible proportion de chlorite. La kaolinite est présente à l'état de traces (Sittler 1965). Les Marnes à Cyrènes ont été cartographiées à tort sur le versant exposé au sud du Leisbach à Pfulgriesheim. Deux forages pour alimenter la Communauté Urbaine de Strasbourg en eau ont mis en évidence ici, sous une succession loessique épaisse de plus de 20 m, plusieurs séries d'alluvions rhénanes grossières entrecoupées de limons argileux et de tourbes (Brugeron 2014, Fig. 84, sondage BSS000SSTG).


ZORN
Gimbrett
Muhlbach
Eckwersheim
Landgraben
BSS000SSKC
Kolbsenbach
Leisbach
Grasweg
4028
Pfulgriesheim
Mundolsheim
COS 4
BSS000SSTG
Graben de Pfulgriesheim
Wiwersheim
4503
4663
Souffel
Marlenberg
Marlenheim
Mossig
Furdenheim
Musau
Ittenheim
Oberhausbergen
Terrasse de Schiltigheim
COS 2
228
Breuschwickersheimer Berg
14
Muehlbach
Achenheim
Ernolsheim
471
485
Sc0771
Bossenrott
Kolbsheim
BRUCHE
Elsbourg
Molsheim
Alluvions holocènes
Alluvions tardiglaciaires et holocènes
Loess weichseliens
Alluvions weichseliennes
Alluvions pléistocènes
Loess pléistocènes
Argiles et sables pliocènes
Marnes calcaires oligocènes
Grès et marnes calcaires du Trias
Marnes calcaires du Jurassique
Failles
Limite du graben de Pfulgriesheim
Opérations archéologiques
Profils publiés
Profil présenté dans le chapitre
6860000.000
6850000.000
6840000.000
1030000.000
1040000.000

La bordure orientale du plateau appartient à un linéament morphologique d'une centaine de kilomètres de long (Lemeille et al. 1999). Une faille décale les alluvions vosgiennes d'Achenheim, attribuées au moins au SIM 12 autour de 470-420 ka, sur près de 18 m et serait responsable en surface d'un talus de 1 m. Le caractère net de la faille est interprété comme des ruptures suite à des tremblements de terre, mais l'hypothèse gravitaire n'est pas complètement exclue. Un temps de retour de 25 ka est estimé pour un séisme de magnitude 6-6,5 et une vitesse de déplacement vertical de 0,04 mm/an (Lemeille et al. 1999). Hormis Achenheim, dont les grandes lignes et la séquence weichselienne ont été présentées dans l'état des connaissances (chapitre 1), le sous-sol et les loess du Kochersberg sont peu connus. Seuls deux forages de la Banque du Sous-Sol du BRGM donnent une idée de l'épaisseur totale des loess, 12 m à Kleinfrankenheim (BSS000SSKC, fig 04.01) et un peu plus de 20 m à Pfulgriesheim (BSS000SSTG). Ils sont complétés par les profils de Gimbrett et Wiwersheim. Le premier a mis au jour sur les marnes oligocènes une succession weichselienne de 1 m qui comprend deux paléosols fossilisés par mince couverture de colluvions loessiques. Le second expose sur des loess anciens deux paléosols weichseliens recouverts par 1,8 m de loess calcaires. Ces paléosols sont interprétés comme des cambisols et ont été attribués au Weichselien moyen sur la base de datations radiocarbone de leur faible teneur en matière organique (Ertlen, Schneider 2018). Si les loess du secteur restent méconnus, les sondages préalables à la construction de la LGV Paris-Strasbourg avaient mis en évidence des séquences de colluvions liées aux pratiques agropastorales passées. Si l'impact des sociétés humaines sur l'érosion est attesté dès la fin du Néolithique, l'essentiel de ces dépôts a moins de trois mille ans (Ertlen et al. 2014 ; Schneider, Ertlen 2017). Actuellement, le Kochersberg est caractérisé par des sols bruns calcaires limoneux profonds sur loess sur plateau et des sols bruns calciques limono-argileux (à argilo-limoneux) profonds sur loess sur les versants (Party et al. 2011), soit des brunisols, des calcosols et des calcisols du référentiel pédologique (Baize, Girard 2009).

Pour vérifier les limites des formations loessiques et préciser leurs épaisseurs dans le Kochersberg, il est possible d'utiliser les données collectées lors des diagnostics archéologiques préalables aux décaissements du Contournement Ouest de Strasbourg (COS) qui coupe le plateau du Kochersberg selon un axe SSO/NNE. Nous nous focaliserons sur deux des quatre tronçons (**3.2**), au sud autour de la vallée du Muhlbach et autour des vallées de la Souffel et du Leisbach, à hauteur de Pfulgriesheim (Fig. 84). Après avoir présenté l'agencement des dépôts en fonction du relief, une fouille sur le versant exposé au nord de la vallée du Leisbach permet de définir des horizons repères, notamment des paléosols (**3.3**). Sept profils complémentaires permettent de mieux appréhender l'extension spatiale des loess et rendent compte de la nature de la couverture pédologique à la surface des loess (**3.4**). Enfin, le degré d'érosion de cette dernière est évalué par comparaison de son épaisseur mesurée lors des diagnostics archéologiques du COS (Croutsch et al. 2017 ; Schneikert 2017) avec la répartition des vestiges archéologiques néolithiques compilés à l'issue des fouilles préventives (Croutsch et al. 2020)(**3.5**).

Fig. 84 : Ci-contre, carte géologique simplifiée du Kochersberg (d'après Bd Charm BRGM) et position des sites discutés dans le chapitre.

4.2. Les loess du Kochersberg : géométrie et épaisseur des loess weichseliens

Environ 200 sondages de 2 à 12 m de profondeur ont été ouverts dans le cadre des 4 tronçons diagnostiqués préalablement aux décaissements du COS qui coupe le plateau du Kochersberg selon un axe SSO/NNE (Boisseau 2017 ; Carbillet 2017 ; Croutsch et al. 2017 ; Schneikert 2017). Les tronçons 2 et 4 permettent de documenter la couverture loessique de sa portion sud autour de la vallée du Muehlbach et autour des vallées de la Souffel et du Leisbach, à hauteur de Pfulgriesheim. Ces données sont complétées par l'examen d'une carotte de 25 m prélevée sur la butte de Kolbsheim lors des études géotechniques préalables au COS (Fondasol 2017) et mise à notre disposition par le groupe Vinci en mars 2019.

4.2.1 Horizons rencontrés

Deux types de loess ont été mis au jour, des limons beige pâle et des limons gris avec de discrètes oxydations ferro-manganiques. Sous ces dépôts, ont été mis en évidence des limons brun orangé, des limons argileux bruns parcourus de nombreux terriers centimétriques et des limons argileux brun sombre (Fig. 85 et Fig. 86). Les successions stratigraphiques sont marquées par des horizons riches en poupées calcaires beiges à grises de tailles centimétriques à décimétriques et comprenant une importante proportion de quartz. Ils sont parfois très denses et comprennent une part importante de poupées brisées (Fig. 87). La base des séquences est constituée de limons argileux et de sables beiges à jaunes avec des bancs gréseux, de lit de concrétions calcaires très pures blanches (Fig. 88), d'argiles et de marnes beiges à verdâtres.

Les limons beige pâle sont interprétés comme des loess, tandis que les limons gris avec de discrètes oxydations ferro-manganiques sont les marques de développement de gleys de toundra (chapitres 1 et 3). Les limons brun orangé, les limons argileux bruns parcourus de nombreux terriers centimétriques et les limons argileux bruns sont interprétés quant à eux comme les marques de pédogénèses plus poussées, respectivement de type sol brun arctique, sol steppique et sol gris forestier (chapitre 1 et 3). L'absence d'horizon argileux brun orangé présentant une structure prismatique avec des enduits argileux typiques d'horizon BT de luvisols est notable. D'après les observations menées à Schaffhouse-près-Seltz (chapitre 3), les horizons à grosses poupées calcaires marquent des phases de pédogénèses de rang interglaciaire. Les limons argileux, les sables beiges à jaune, les bancs gréseux, les lits de concrétions calcaires très pures blanches, les argiles et les marnes beiges à verdâtres se distinguent des loess par leur structure massive et compacte. Les concrétions calcaires présentes dans ces niveaux se différencient des poupées de loess par leur couleur blanche et par l'absence de constituants détritiques. Ces dépôts présentent les caractères des dépôts lagunaires stampiens (Maire et al. 1971 ; Ménillet et al. 1979).

4.2.2 Épaisseurs et distributions des loess weichseliens

Au sud du Kochersberg, secteur documenté par le tronçon 2 du Contournement Ouest de Strasbourg, sur la butte de Kolbsheim, la succession loessique est épaisse de plus de 11 m (Fig. 89). Elle ne se distingue pas toujours facilement de certains faciès limoneux non consolidés oligocènes. Sa limite inférieure a été définie à partir d'une unité d'argiles bleu-turquoise repérée à 11 m dans le sondage 902. Un niveau de poupées calcaires remaniées relativement dense mis au jour entre 3,6 et 5,2 m de profondeur s'intercale dans les dépôts loessiques. Il est interprété comme la base des formations weichseliennes (Fig. 89). Ces dernières se dilatent considérablement au sommet du versant qui mène vers le Muhlbach et leur épaisseur atteint près de 10 m. Elles comprennent à leur base plusieurs horizons brun sombre. Dans ses grandes lignes, la succession stratigraphique weichselienne se suit sur l'ensemble du versant, mais est moins épaisse, autour de 3 m, et moins complète vers le Muelhbach. Sur le versant nord de la vallée, exposé au sud, elle est absente. Les marnes calcaires oligocènes affleurent directement sous le sol développé en surface. Au sommet du plateau, sur le *Breuschwickersheimer Berg*, les loess s'épaississent à nouveau brutalement, plus de 11 m. La séquence weichselienne n'excède toutefois pas 4 m. Elle gagne en puissance vers le nord, sur le versant documenté par le sondage 161 (Fig. 90). Au nord, dans le secteur documenté par le tronçon 4, la répartition des dépôts suit le même patron. Ainsi, des séquences weichseliennes dont l'épaisseur peut excéder 10 m et qui comprennent à leur base plusieurs horizons brun sombre ont été mises au jour sur les versants exposés au nord. Sur les versants exposés au sud et en sommet de plateau, leur épaisseur n'excède pas 3 et 5 m. Le substrat oligocène n'a toutefois jamais été mis en évidence sur ce tronçon (Fig. 91).



Fig. 85 : Vue de l'horizon humifère supérieur à terriers dans la tranchée 4365 à Pfulgriesheim. Le sondage est large de 3 m.



Fig. 86 : Vue du sondage 4159 à Dingsheim (P. Wuscher).



Fig. 87 : Vue de la concentration de poupées calcaires remaniées dans la tranchée 4153 à Pfulgriesheim (V. Villa).

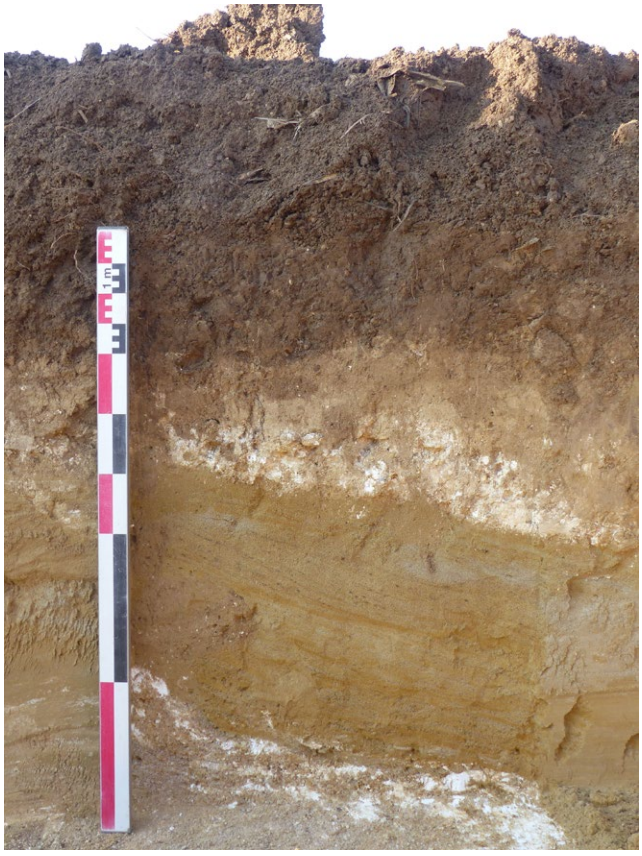


Fig. 88 : Vue de la succession stratigraphique de la tranchée 228 à Breuschwickersheim (P. Wuscher).

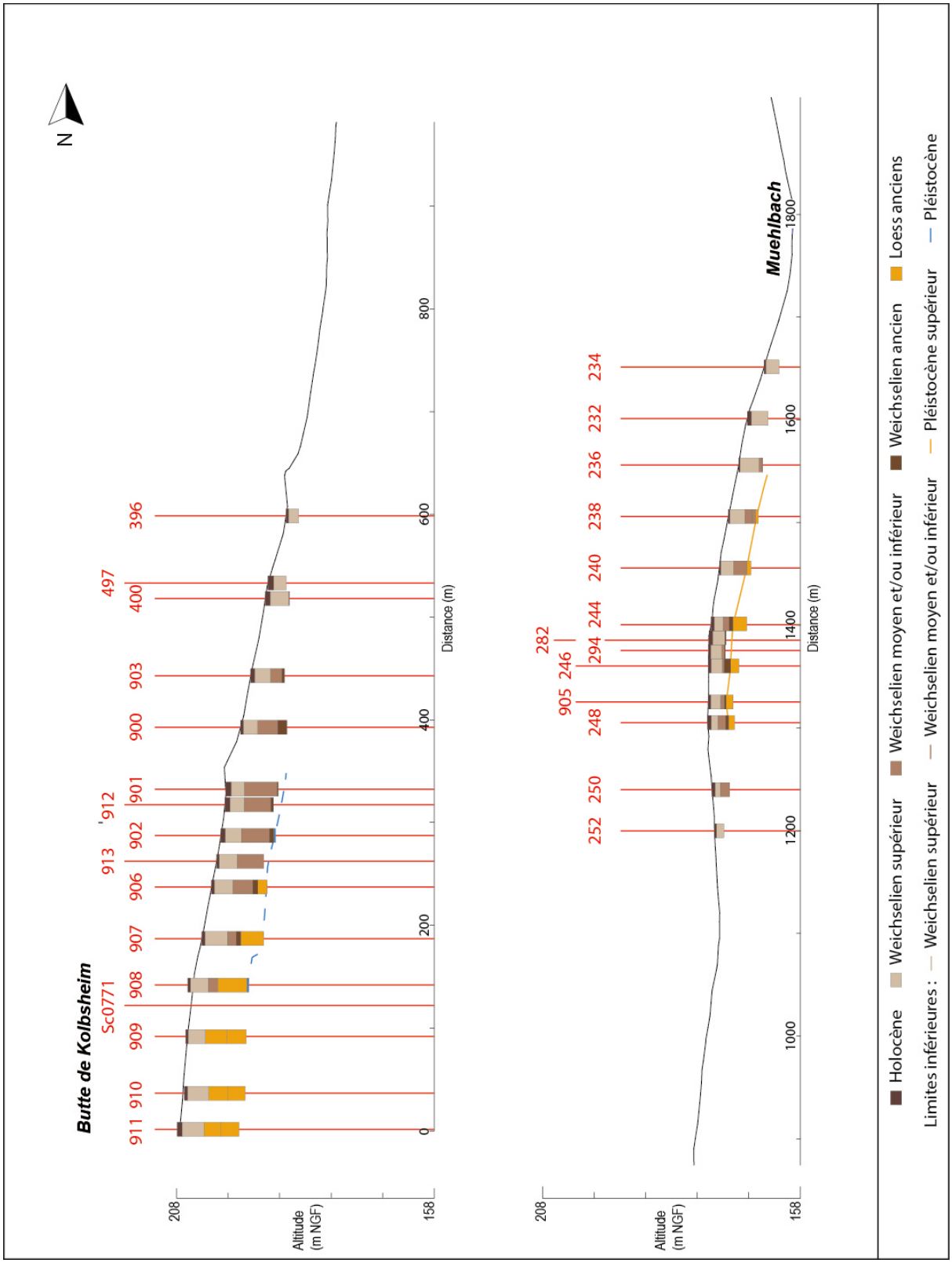


Fig. 89 : Profils schématiques (en rouge) ouverts sur la moitié sud du diagnostic du tronçon 2 du Contournement Ouest de Strasbourg, de la butte de Kolbsheim au *Muehlbach*, avec la base des loess pléistocènes et la base des loess weichseliens.

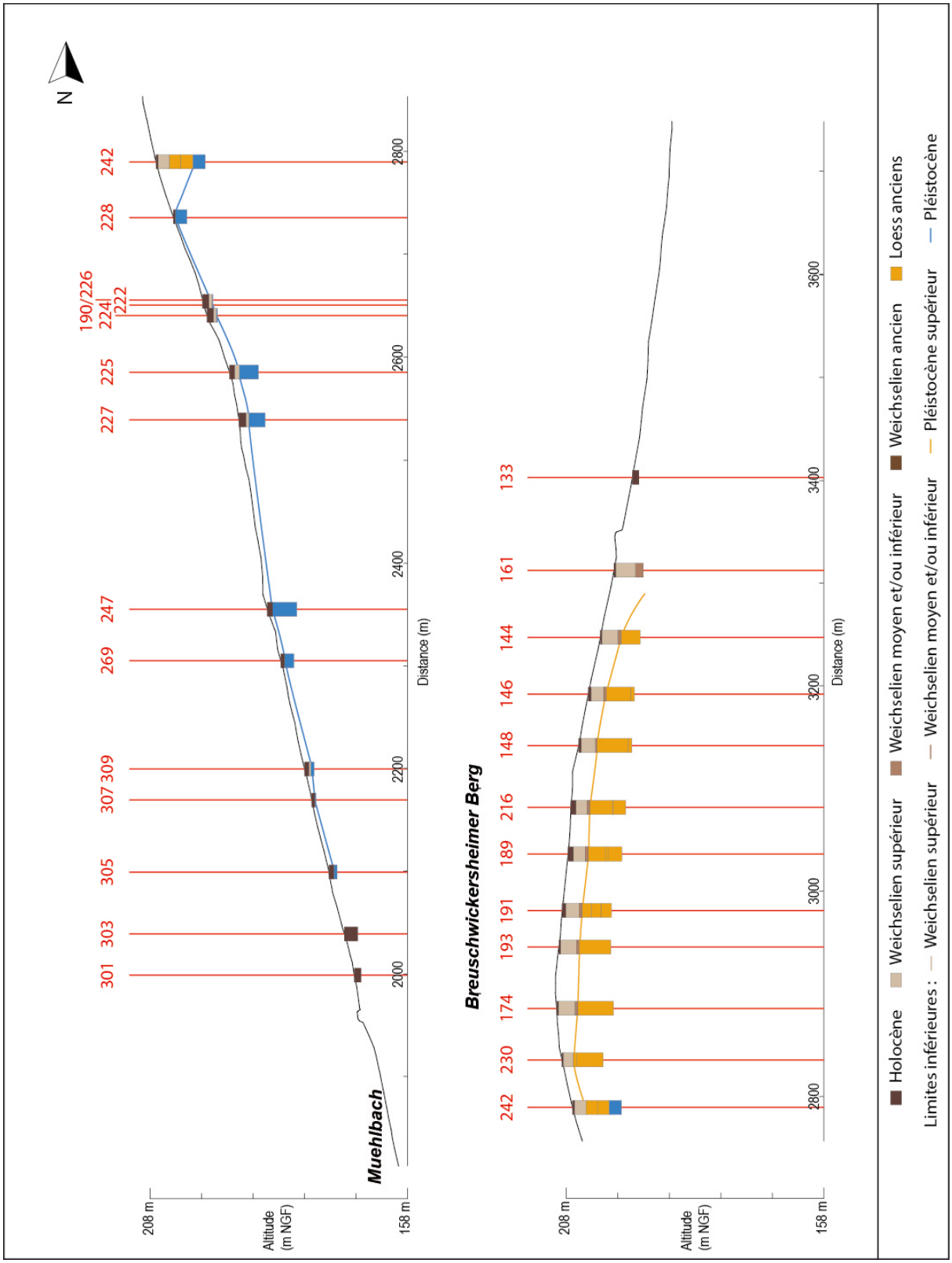


Fig. 90 : Profils schématiques (en rouge) ouverts sur la moitié nord du diagnostic du tronçon 2 du Contournement Ouest de Strasbourg, du *Muehlbach* au Breuschwickersheimer Berg, avec la base des loess pléistocènes et la base des loess weichseliens.

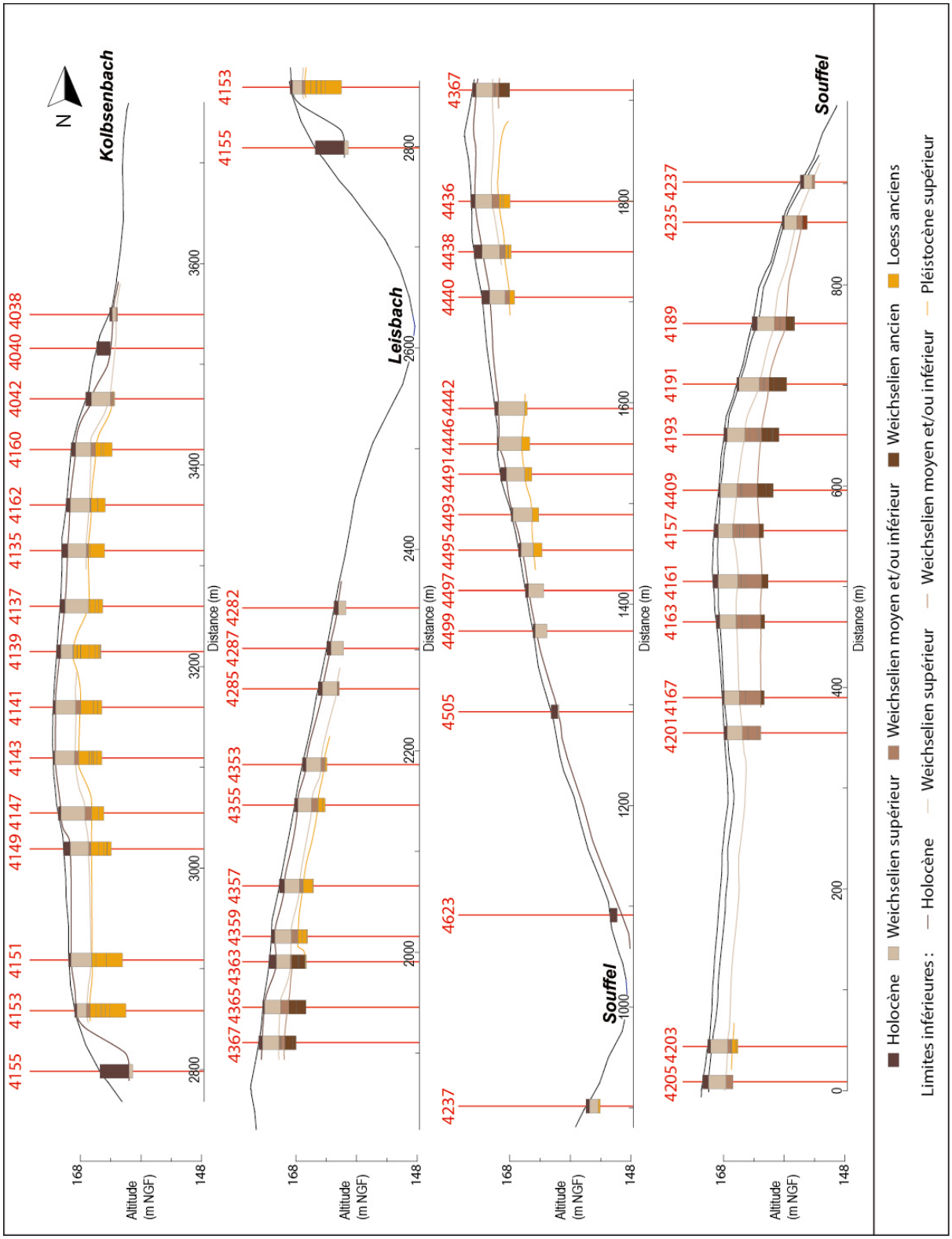


Fig. 91 : Profils schématiques (en rouge) ouverts lors du diagnostic du tronçon 4 du Contournement Ouest de Strasbourg, de la *Souffel* au *Kolbsenbach*, avec la base des loess pléistocènes et la base des loess weichseliens.

Au final, une logique spatiale se dessine nettement. Ainsi, les séquences weichseliennes les plus complètes, de près de 10 m d'épaisseur, se situent sur les versants exposés au nord. Elles s'amincissent en bas de versant, vers le thalweg actuel. Sur les plateaux, elles sont constituées d'une alternance de loess et de gley, avec parfois un sol brun peu évolué à la base; leur épaisseur se situe ici entre 3 et 5 m. Sur les versants exposés au sud du tronçon 4, les mêmes horizons sont représentés, mais ils sont moins continus, plus hétérogènes et leur épaisseur est moindre, inférieure à 3 m. Les loess sont en revanche absents des versants exposés au sud de la portion méridionale du Kochserberg.

4.2.3 Le substrat oligocène de la Butte de Kolbsheim

Le sondage carotté Sc 0771 se situe sur la butte de Kolbsheim en contrehaut du sondage archéologique 908 (Fig. 89). Entre 0 et 11,5 m de profondeur, l'attribution de la séquence au Pléistocène n'est pas discutable. De 11,5 à 16 m, l'interprétation des unités est moins univoque. À 16 m, les argiles marneuses beige verdâtre constituent clairement le substrat oligocène (Fondasol 2017). Un prélèvement a été étudié à 19,53 m dans une unité de limons argileux pour caractériser une des sources possibles des loess régionaux.

L'unité oligocène contient un peu plus de 30 % d'argiles et sa médiane se situe autour de 4,6 µm. Elle contient 38 % de carbonates de calcium. L'histogramme de fréquence granulométrique relativement aplatie témoigne d'un mauvais tri qui peut être lié à l'altération des matériaux, notamment des petites concrétions ferro-manganiques (Fig. 92).

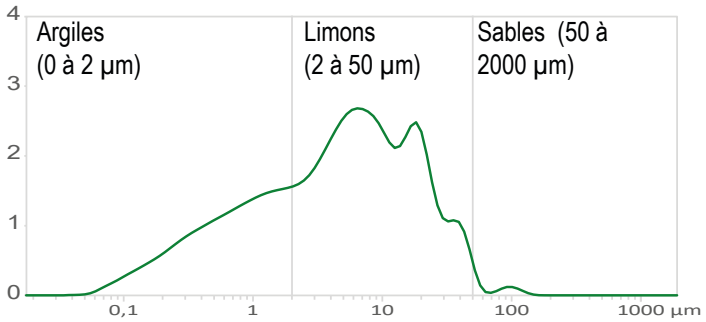


Fig. 92 : Butte de Kolbsheim, histogramme de fréquence granulométrique de l'échantillon COS-SC-0771-19,53.

Sur le diagramme de l'échantillon brut par diffraction sur poudres désorientées de l'échantillon KOLB 5 19.53m analysé par Laurent Caner (Fig. 93), « les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite (traces)
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz et de calcite. La teneur en minéraux argileux 2:1 Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées est importante. »

Sur le diagramme de la lame orientée, « les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Illite (mica) : pics à 10,03 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
smectite : pic centré à 14,81 Å en AD qui se déplace à 16,83 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,18 et 3,58 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite
Cet échantillon contient une forte proportion de smectite et d'illite. Il contient quartz et de la calcite. »

L'échantillon apparaît ainsi constitué de limons très fin, avec un peu plus de 30 % d'argiles qui comprennent une forte proportion de smectite et d'illite.

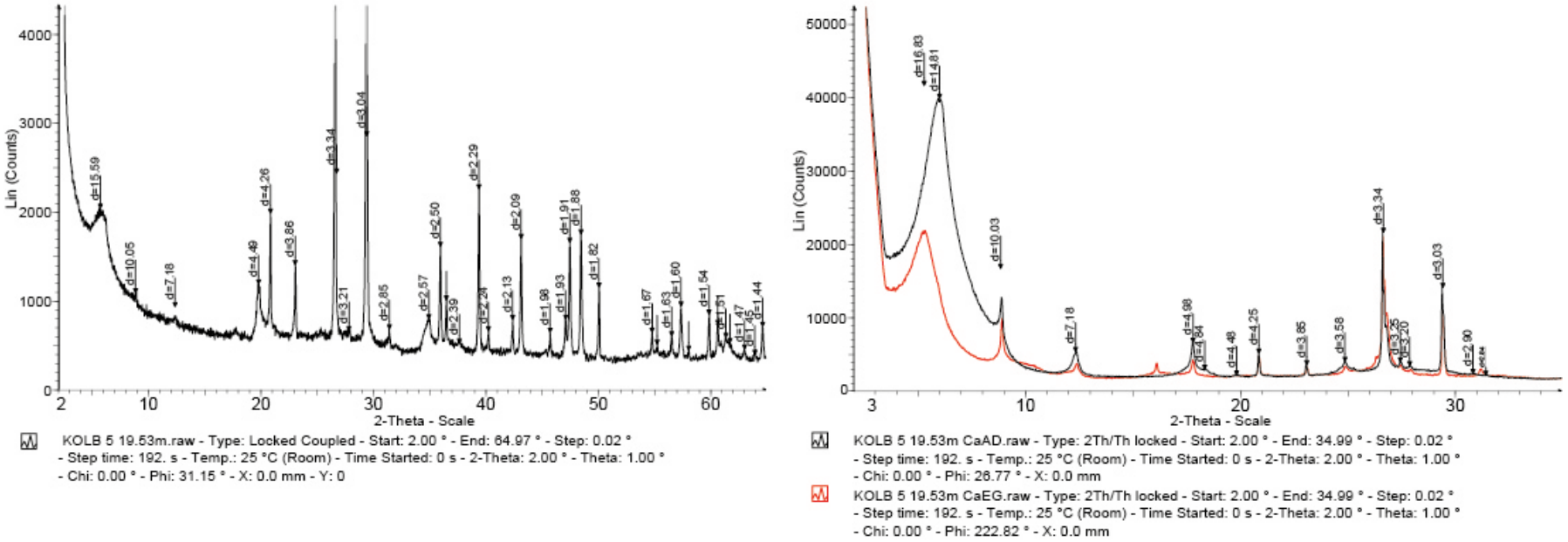


Fig. 93 : Butte de Kolbsheim, diagramme XRF de l'échantillon oligocène (document : Laurent Caner).

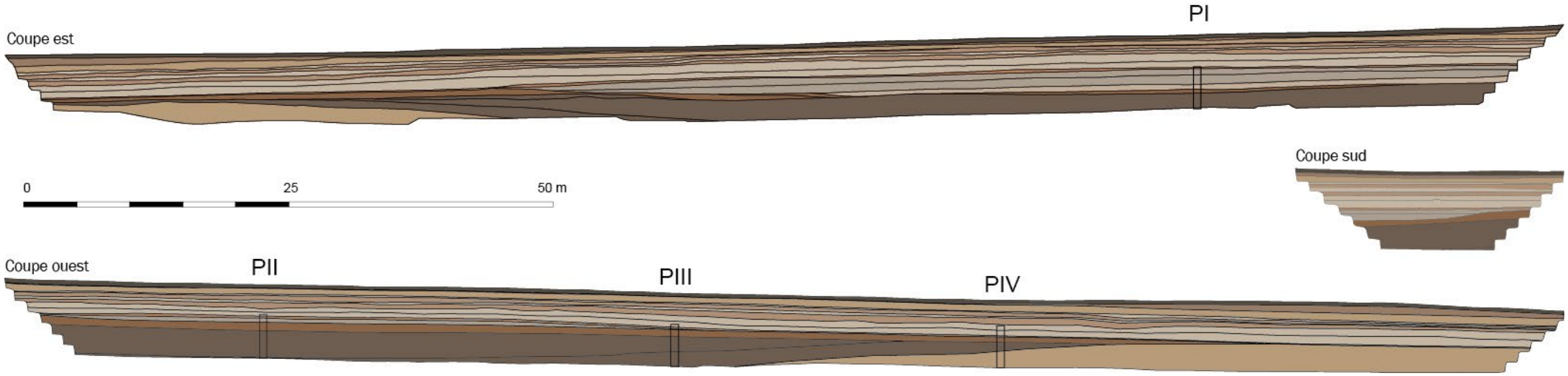


Fig. 94 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », coupes en limite est de la fouille. Noter l'emboîtement des différentes unités sédimentaires.

4.3. La séquence du vallon de Pfulgriesheim « *Grasweg* »

La fouille menée à Pfulgriesheim « *Grasweg* » (Bachellerie et al. 2021) permet quant à elle de préciser l'agencement des dépôts à l'échelle d'un versant et de définir des horizons repères, notamment des palésols, à partir de données analytiques et micromorphologiques. Le site se situe sur le versant sud, exposé au nord, du Leisbach, au sein d'un vallon-sec orienté grossièrement nord-sud. Ce vallon-sec n'est plus visible dans la topographie actuelle.

Le remplissage du vallon-sec de Pfulgriesheim « *Grasweg* » est constitué de dépôts emboîtés (Fig. 94 et Fig. 95). Trois profils notés de PI à III ont permis de construire une coupe synthétique du remplissage du vallon (Fig. 96). Un quatrième profil, noté PIV a été documenté pour caractériser la variation latérale du paléosol à la base de la succession stratigraphique.



Fig. 95 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue de la fouille depuis le sud. Noter le passage du comblement brun aux loess qui marque la limite nord du vallon, au nord de la fouille. Les limons gris brun bioturbés sont cantonnés dans la partie centrale du vallon.

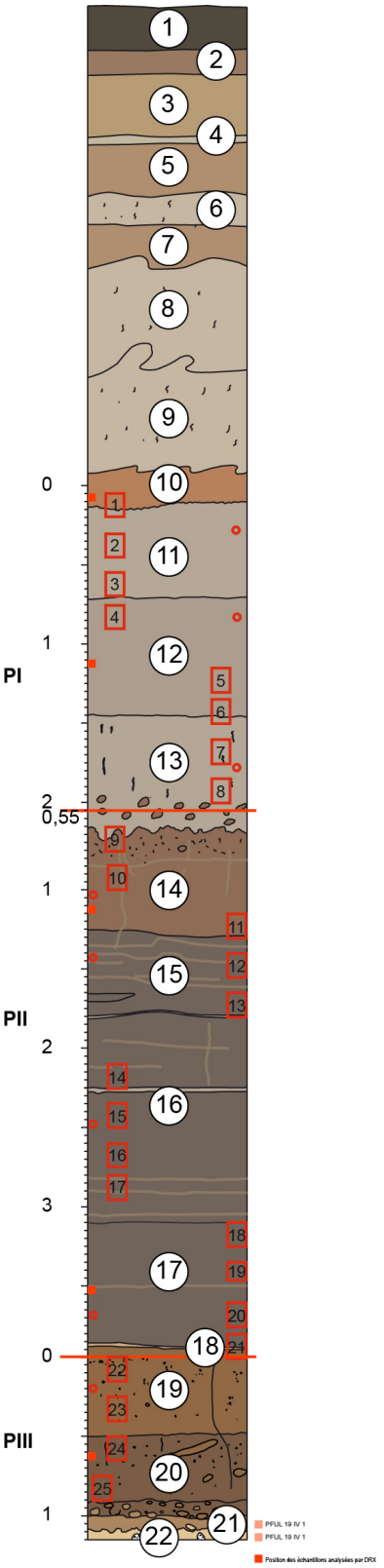


Fig. 96 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », profil synthétique établi à partir des profils I (coupe est), II et III (coupe ouest). Les trois profils ont fait chacun l'objet d'une colonne de prélèvements. Ils sont nommés PI, PII et PIII et sont séparés par un trait rouge. Les trois colonnes ont été compilées pour avoir un échantillon tous les 5 cm sur l'intégralité de la séquence étudiée.

4.3.1 Pfulgriesheim « *Grasweg* » : description et interprétation de terrain

L'unité la plus ancienne mise au jour est constituée de limons légèrement sableux beiges (unité 22, Tab. 21, Fig. 96 et Fig. 97). Elle est riche en poupées calcaires décimétriques. Son sommet est marqué par de nombreux terriers centimétriques (unité 21). Sur le bord du vallon, dans la coupe ouest, la succession stratigraphique se poursuit avec un horizon brun orangé à structure polyédrique peu exprimée et traversé par de nombreux terriers centimétriques remplis de limons calcaires (unité 20bis, Fig. 98). Dans la partie centrale du vallon, il laisse place à un horizon argileux brun à structure polyédrique (unité 20). Celui-ci est recouvert par des limons légèrement sableux plus clairs, beige brun contenant quelques gravillons calcaires (2 à 3 mm de diamètre), avec une structure massive bioturbée effondrée et des nodules ferro-manganiques noirs (0,5 mm de diamètre) concentrés en grappes (unité 19). Une lentille centimétrique de limons légèrement argileux beiges à structure massive et ponctuée de gravillons calcaires (unité 18) marque une rupture nette de la succession stratigraphique (Fig. 99). Elle présente un pendage important, un peu plus de 5 %, vers le centre du vallon au sud. Sa limite supérieure est aussi nette que sa limite inférieure.

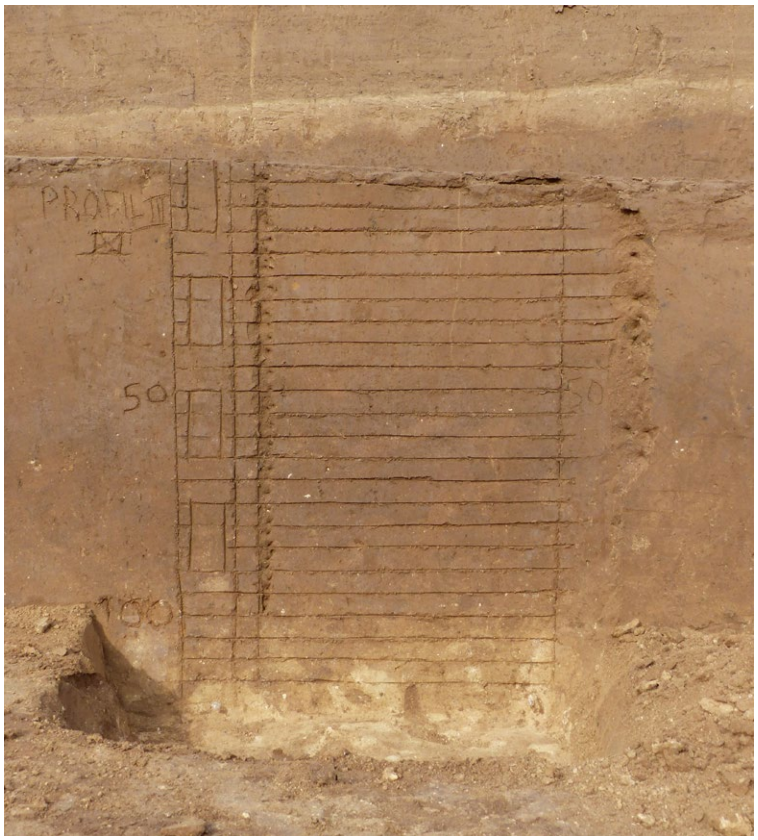


Fig. 97 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », profil PIII avec les loess anciens à la base (unité 22) coiffés par les unités 21 et 20, des paléosols. Les traits horizontaux correspondent à l'emplacement des échantillons pour les études malacologiques et pédosédimentaires. Les rectangles à gauche du profil indiquent la localisation des blocs de sédiments non perturbés pour la micromorphologie.



Fig. 98 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue du profil PIV qui expose la variation latérale de l'unité 20, présentant ici une teinte brun orangé et une structure polyédrique moins exprimée que dans la partie centrale du vallon (unité 20bis). Comme l'unité 20, l'unité 20bis est traversée de nombreux terriers centimétriques remplis de limons calcaires beiges.



Fig. 99 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue de détail de la coupe ouest à 80 m au nord de la limite méridionale de la fouille. Les loess anciens, unité 22, et les unités 21, 20 et 19 sont exposés par le palier inférieur. Noter la lentille centimétrique de limons beige (unité 18) à la base du palier supérieur.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,28	Limons brun gris sombre, structure labourée
2	0,16	Limons, brun légèrement orangé, structure polyédrique bioturbée
3	0,39	Limons beiges, structure massive, quelques concrétions calcaires friables centimétriques
4	0,06	Limons gris, structure massive, discrètes oxydations ferro-manganiques
5	0,33	Limons brun beige, structure massive
6	0,21	Limons gris, structure massive, discrètes oxydations ferro-manganiques
7	0,25	Limons brun beige, structure massive
8	0,65	Limons gris, structure massive
9	0,62	Limons gris, structure massive, nombreuses oxydations ferro-manganiques ocres
10	0,22	Limons légèrement argileux, brun orangé, structure massive à lamellaire
11	0,55	Limons beige brun, structure grumeleuse hétérogène très bioturbées, présence d'agrégats sub-anguleux d'1 mm de diamètre, présence de pseudomycelium, coquilles
12	0,75	Limons, brun beige, structure bioturbée, nombreuses galeries biologiques, structure hétérogène avec des plages à structure prismatique très bioturbée dans la moitié inférieure de l'unité, pseudomycelium
13	0,72	Limons légèrement argileux, brun beige (7,5 YR 6/6), structure massive, présence de lits sablo-limoneux
14	0,68	Limons argileux, brun marron (7,5 YR 5/8 à 7,5 YR 5/4), structure polyédrique sub-anguleuse très bioturbée, terriers remplis de loess, quelques lamines limono-sableuses beiges, fissures (quelques millimètres de large) remplies de loess
15	0,53	Limons argileux, brun gris sombre, structure massive complexe effondré, lamines beiges ondulées, lamines avec des concrétions calcaires (1 à 2 mm de diamètre) indurées
16	1,3	Limons argileux, brun gris sombre, structure massive complexe effondré, présence de lits avec des agrégats émoussés d'1 mm de diamètre (pseudo-sables), plages plus sombres et plages beiges
17	0,75	Limons argileux, brun gris noir (10 YR 5/1 à 10 YR 6/1), structure prismatique bioturbée, lamines planes de sables grossiers ou de limons sableux beiges, pseudomycelium autour de – 3,5 m, nodules ferro-manganiques noirs (0,5 à 1 cm de diamètre), fissures millimétriques à remplissages limoneux beiges
18	0,02	Limons légèrement argileux, beige, structure massive compacte, présence localement de gravillons calcaires
19	0,57	Limons légèrement sableux, beige brun (10 YR 6/6), structure massive bioturbée effondrée, présence de gravillons calcaires (2 à 3 mm de diamètres), nodules ferro-manganiques noirs (0,5 mm de diamètre) concentrés en grappes
20	0,53	Limons argilo-sableux, brun gris noir (10 YR 3/3), structure polyédrique (agréagats de 2 à 3 mm) hétérogène effondrée, graviers calcaires (quelques mm à 2 à 3 cm), nombreux terriers centimétriques remplis de limons beiges bruns, limite inférieure diffuse sur 10 cm
20bis	0,5	Limons légèrement argileux, brun orangé, structure polyédrique à prismatique peu exprimée, crotovinas remplis de limons calcaires
21	0,11	Limons légèrement sableux, beige brun hétérogène, nombreux terriers
22	Base non atteinte	Limons légèrement sableux, beige, poupées calcaires décimétriques

Tab. 21 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », description des unités mises au jour.

La succession stratigraphique se poursuit avec un ensemble de limons argileux très sombres épais de près de 3 m (Fig. 99 et Fig. 100). Il a été subdivisé en trois unités sédimentaires. À la base, l'unité 17 se caractérise par sa couleur presque noire. Elle est marquée par des lamines horizontales de sables grossiers ou de limons sableux beiges et ponctuée de nodules ferro-manganiques noirs. Des concrétions calcaires millimétriques sous la forme de filaments (pseudomycelium) ont été mises en évidence dans la moitié inférieure de l'unité. L'unité 16 est un peu moins sombre. Elle se caractérise par des lits formés d'agrégats émoussés d'1 mm de diamètre et par des plages plus sombres et des plages beiges (Fig. 101). L'unité 15 présente quant à elle des lamines beiges ondulées, ainsi que des lamines constituées de concrétions calcaires remaniées (1 à 2 mm de diamètre) indurées. L'ensemble de ce complexe de limons argileux brun sombre est marqué par des cavités biologiques, vides de sédiments ou remplis par des limons argileux brun sombre ou par des limons beiges (Fig. 102). Il est également traversé par des fissures millimétriques à remplissages limoneux beiges (Fig. 103). Il est coiffé par des limons argileux marron à structure polyédrique sub-anguleuse très bioturbée (unité 14). L'unité est marquée par quelques lamines limono-sableuses beiges, par des terriers centimétriques et par des fissures (quelques millimètres de large) remplies de loess.



Fig. 100 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue de l'ensemble de limons argileux très sombres dans la coupe est. Noter le liseré beige, au niveau de la mire, qui marque sa limite inférieure.



Fig. 101 : : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue du profil PII.



Fig. 102 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue des lamines détritiques beiges traversées par des cavités biologiques de l'unité 15.

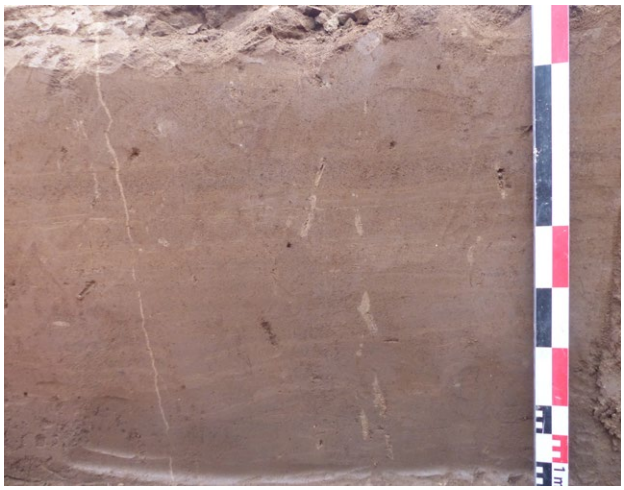


Fig. 103 : Pfulgriesheim « *Grasweg* , vue d'une des fissures qui traverse l'unité 15.

La couleur claire et le caractère bioturbé des unités 13, 12 et 11 marquent un changement majeur dans la succession stratigraphique (Fig. 104 et Fig. 105). À la base de cet ensemble, l'unité 13 est constituée de limons légèrement argileux brun-beige avec des lits sablo-limoneux et une structure massive. L'unité 12 se distingue de l'unité 13 par une teinte légèrement plus brune et une structure bioturbée avec de nombreuses galeries biologiques. Sa structure est hétérogène avec des plages à structure prismatique très bioturbée dans sa moitié inférieure. Elle est marquée par des concrétions calcaires millimétriques de type pseudomycelium. L'unité 11 présente quant à elle une structure grumeleuse hétérogène très bioturbée avec quelques agrégats sub-anguleux de 1 mm de diamètre et du pseudomycelium. L'ensemble est riche en coquilles de mollusques. Une nouvelle rupture nette dans la succession stratigraphique est notée avec la couche de limons légèrement argileux brun orangé, l'unité 10. Elle se caractérise par des limites nettes, une structure massive à lamellaire et des involutions centimétriques à son sommet. La succession stratigraphique se termine avec un ensemble de limons clairs, gris à beige, épais de près de 3 m. Le tiers inférieur de cet ensemble est gris, marqué par de nombreuses oxydations ferro-manganiques ocres (unité 9 et 8). Les deux tiers supérieurs sont constitués d'une alternance de limons brun beige à structure massive (unités 7 et 5) et d'unités grises avec de discrètes oxydations ferro-manganiques (unités 6 et 4), surmontés par des limons beiges avec quelques concrétions calcaires friables centimétriques (unité 3). Le sommet de ce dernier ensemble est coiffé par des limons brun légèrement orangés à structure polyédrique bioturbée (unité 2). Absente en haut de plateau, au sud de la fouille, cette unité se développe surtout vers le nord, vers le Leisbach, où elle atteint près d'un mètre d'épaisseur dans la partie nord de la fouille. Le haut de la succession stratigraphique est plus organique et marqué par les labours.

Les limons beiges à la base de la succession stratigraphique (unité 22) sont des loess d'une période glaciaire. Les poupées calcaires décimétriques qui ponctuent l'unité sont les marques d'une pédogénèse de rang interglaciaire. L'horizon argileux brun orangé (unité 20bis) qui présente les traits d'un horizon Bw de sol brun pourrait être en relation avec la formation des poupées. Dans la partie centrale, il laisse place à horizon plus sombre (unité 20) plus organique et probablement lié à des contrastes saisonniers importants. La présence de gravillons calcaires dans l'unité 19 traduit l'apport de colluvions. La structure bioturbée de l'unité, ainsi que la disposition en grappes des nodules ferro-manganiques, ce qui témoigne de la présence d'anciennes racines, sont quant à elles les expressions d'une seconde phase de pédogénèse. La lentille centimétrique de limons beiges avec des gravillons calcaires (unité 18) sont des caractères de colluvions et marquent une troncature. Sa limite supérieure nette montre que l'ensemble de limons argileux sombres postérieurs (unités 17, 16 et 15) n'est pas le produit de l'évolution pédologique de ces dépôts. De fait, les lits formés d'agrégats émoussés de 1 mm de diamètre, les plages plus sombres et les lamines beiges présents dans cet ensemble témoignent d'apports successifs par ruissellement. Dans l'unité 15, le caractère ondulé de certains de ces lits traduit en outre des apports relativement dynamiques. En revanche, les nombreuses cavités biologiques observées sont la preuve de



Fig. 104 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue générale de la coupe est avec l'ensemble de limons gris bioturbés (unités 11, 12 et 13) exposé dans les paliers intermédiaires (3e et 4e en partant du bas).



Fig. 105 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », Pl.

phases de stabilité entre les différents épisodes de ruissellement. Les lamines limono-sableuses beige présents dans les limons argileux marron postérieurs (unité 14) montrent la persistance d'apports ruisselés. La limite inférieure diffuse et les nombreux terriers centimétriques sont toutefois les caractères d'un net développement pédologique postérieur. Les fines fissures qui traversent l'unité sont liées au développement d'un pergelisol pauvre en glace. La texture et la couleur de l'ensemble de limons gris bioturbés (unités 13, 12 et 11) traduisent les premières arrivées de loess. Pour autant, la présence de lamines dans l'unité 13 témoigne d'un remaniement par ruissellement, tandis que la couleur légèrement plus sombre de l'unité 12 et les nombreuses bioturbations des unités 12 et 11 sont liées à une évolution pédologique de faible intensité. La couleur brune et le caractère argileux de l'unité 10 sont également les conséquences d'une phase de pédogenèse. Les limites nettes de l'unité, sa structure lamellaire et les involutions observées à son sommet résultent, quant à eux, d'épisodes de fluage liés à des alternances de gel/dégel. L'alternance de limons gris, beige brun et beige au sommet de la succession stratigraphique traduit des dépôts de loess (unités 7, 5 et 3), entrecoupés de développement de gleys de toundra (unités 9, 8, 6 et 4). En surface, le caractère argileux et la couleur brune de l'horizon en haut du profil sont les caractères d'un développement pédologique de rang interglaciaire. Il ne présente pas la structure prismatique et les enduits argileux caractéristiques d'un luvisol typique, mais évoque plutôt un brunisol.

Pour compléter les données de terrain, préciser les paléoenvironnements dans lesquels prennent place les vestiges et dater la succession stratigraphique, une colonne continue d'échantillons en vrac a été prélevée sous la forme de sacs de 500 grammes et de seaux de 10 litres pour des analyses pédosédimentaires, malacologiques et des datations radiocarbone de deux lots de granules de lombrics. Elle a été complétée par des blocs orientés pour l'étude micromorphologique de lames minces et par onze tubes en polychlorure de vinyle (PVC) accompagnés chacun par deux sacs de sédiments en vrac pour des datations OSL. Hormis un tube, l'ensemble de loess et de gley au sommet de la séquence, typique de la dernière partie du dernier cycle glaciaire n'a pas été échantillonné du fait de sa similitude avec celle d'Achenheim « *Bossenrott* » en cours d'étude (O. Moine).

Les échantillons prélevés dans les loess à la base du profil n'ont pas été datés du fait du caractère indiscutablement pléniglaciaire de l'unité qui permet une attribution quasi certaine à l'avant dernier cycle glaciaire qui s'achève à 130 ka. La séquence de paléosols, de colluvions et de loess postérieurs a fait l'objet de six datations par luminescence stimulée, complétées par deux datations radiocarbones sur granules de lombrics au sommet de l'unité 11.

4.3.2 Pfulgriesheim « *Grasweg* » : caractères pédosédimentaires

Les courbes de la teneur en carbonates de calcium, du carbone, de la susceptibilité magnétique, des argiles et des sables permettent de découper la succession stratigraphique échantillonnée en six grands ensembles pédosédimentaires plus ou moins équivalents aux grands ensembles définis d'après les descriptions de terrain (Fig. 106). L'ensemble inférieur correspond aux loess anciens (unité 22). Le deuxième ensemble comprend le paléosol à la base de la succession (unités 21 et 20) et les colluvions pédogénétisées qui le fossilisent (unité 19.) Le troisième ensemble correspond à la moitié inférieure des limons argileux sombres (unité 17 et moitié inférieure de l'unité 16), tandis que le quatrième ensemble correspond à sa moitié supérieure (moitié supérieure de l'unité 16 et unité 15) et à l'horizon marron (unité 14). Les cinquième et sixième ensembles comprennent respectivement les limons gris bioturbés (unités 13, 12 et 11), et l'horizon orangé à petites langues (unité 10).

Les loess anciens contiennent près de 33 % de carbonates de calcium dans le profil PIV (Tab. 22), mais seulement 17,5 % sous le paléosol du profil PIII. Les courbes de fréquence granulométriques sont typiques de dépôts loessiques (Krauß et al. 2018), mais sont aplaties avec 17 % d'argiles et près de 8 % de sables fins, ce qui traduit un mauvais tri (Fig. 107). Ce dernier, ainsi que la susceptibilité magnétique élevée, 25 $10^{-8}m^3/kg$, témoignent de l'altération des dépôts liée à la proximité du paléosol qui les coiffe.

	inférieur à 2µm	2 à 50 µm	de 50µm à 200µm	de 50µm à 100µm	de 100µm à 200 µm	de 200µm à 500µm	de 500µm à 1000µm	de 1000µm à 2000µm	CaCO3	C(t)	C(o)
PFUL401PW	17,622	73,756	8,616	7,164	1,452	0,006	0	0	1,788	0,331	0,117
PFUL402PW	17,095	75,202	7,680	5,983	1,698	0,023	0	0	32,880	4,447	0,501

Tab. 22 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », caractères pédosédimentaires des loess anciens et de l'unité 20bis dans le profil PIV.

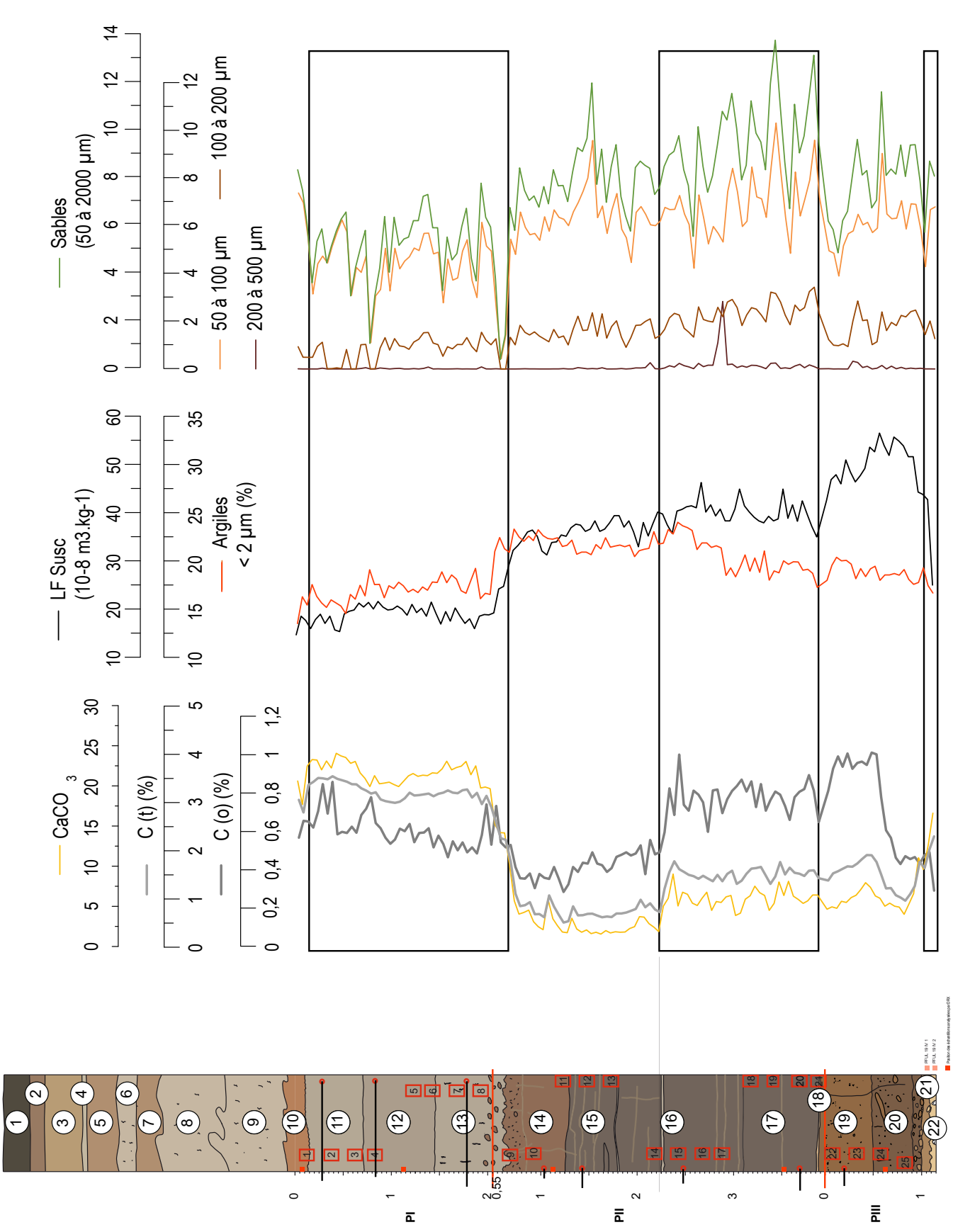


Fig. 106 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », données granulométriques, teneurs en carbonates de calcium, carbone total et susceptibilité magnétique des unités 22 à 12.

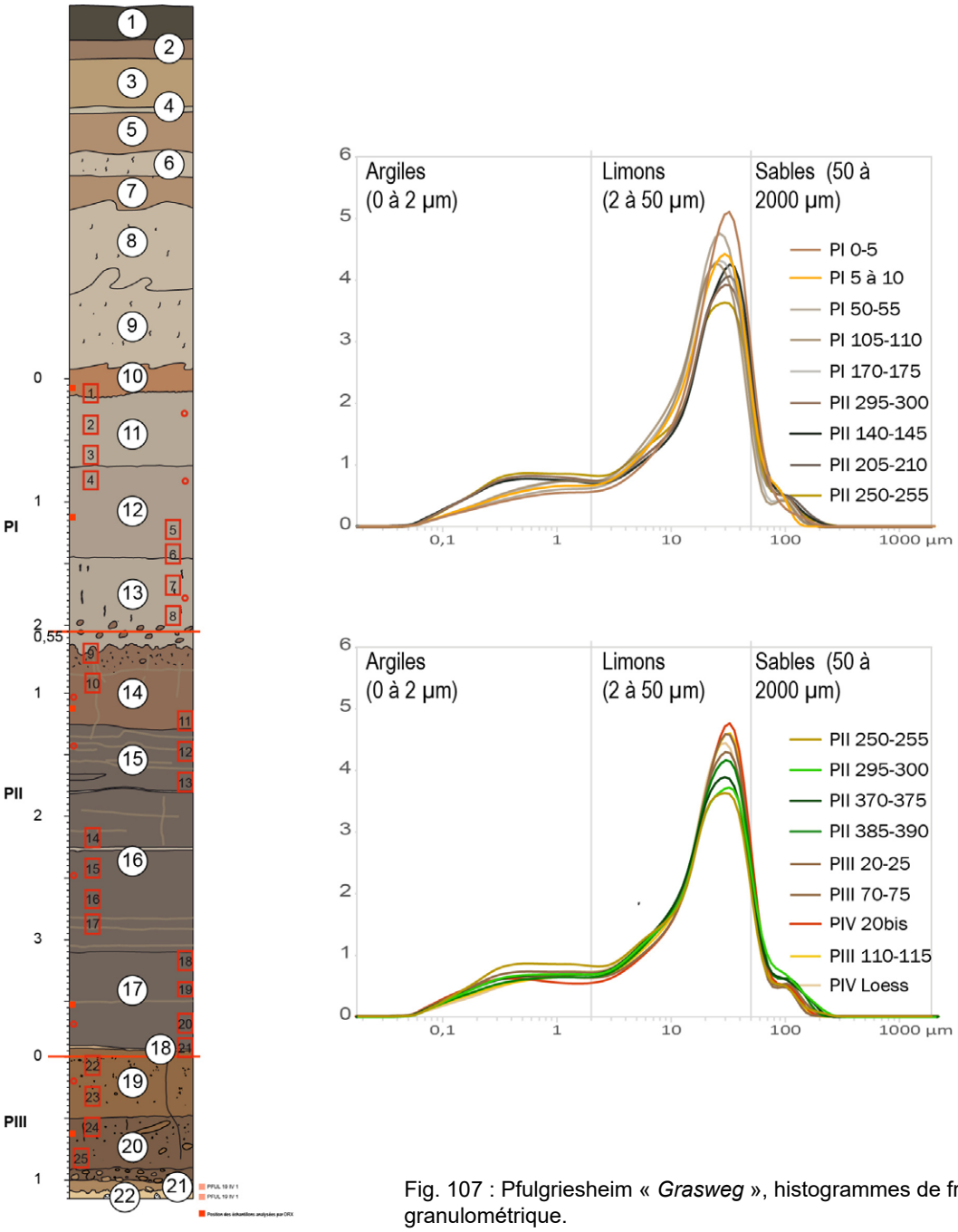


Fig. 107 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », histogrammes de fréquence granulométrique.

Dans le second ensemble, la teneur en carbonates baisse considérablement. Autour de 10 % dans l'unité 21, horizon de transition entre les loess anciens et le paléosol sombre (unité 20). Dans ce dernier, elle est inférieure à 5 %. Elle augmente très légèrement, autour de 7 %, à la base de l'unité 19, mais reste inférieure à 6 % dans la majeure partie de l'unité. Pour autant, les courbes de fréquence granulométriques présentent des profils similaires au loess sous-jacent, seule la teneur en particules inférieures à 0,5 µm augmente légèrement. Le carbone organique se situe quant à lui autour de 0,5 % dans la moitié inférieure de l'unité 20 et autour de 1 % dans le reste de l'ensemble. La susceptibilité magnétique est supérieure à 50 $10^{-8}m^3/kg$, avant de baisser très légèrement au sommet de l'unité. Ces valeurs sont les plus élevées du profil. Elles résultent, tout comme la faible teneur en carbonates, de l'évolution pédologique de l'ensemble.

Dans le troisième ensemble, la teneur en carbonates de calcium reste faible, inférieure à 7 %. Les argiles se situent comme dans l'ensemble précédent entre 17,5 et 20 %, mais les sables fins augmentent avec des oscillations importantes entre 6 et 12 % en fonction des échantillons. La susceptibilité magnétique baisse légèrement, mais reste très élevée entre 40 et 45 $10^{-8}m^3/kg$. Le quatrième ensemble se caractérise essentiellement par les valeurs en carbonates les plus faibles du profil, inférieures à 5 %. La teneur en argile reste importante, le plus souvent supérieure à 22 %. Les sables fins sont moins abondants, entre 4,5 et 9,5 %, avec une valeur maximum de près de 12 %. Les histogrammes de fréquence gardent toutefois le même profil que dans l'ensemble précédent. Ce caractère s'estompe toutefois vers le haut de l'ensemble avec la baisse de la teneur en sables. La susceptibilité magnétique est caractérisée par une première baisse, mais se situe toujours autour de 35 $10^{-8}m^3/kg$.

Le cinquième ensemble, qui correspond aux limons gris bioturbés (unités 13, 12 et 11), se distingue par une hausse très nette et rapide des carbonates dont la teneur se situe entre 17,5 et 20 %. Elle est accompagnée par une baisse des argiles, autour de 17,5 % et des sables fins, inférieurs à 6 %, avec deux valeurs inférieures à 1 %. Les courbes de fréquence granulométrique se redressent, mais ne présentent un profil typique de dépôt loessique qu'à partir de l'unité 11. Ce cinquième ensemble présente les valeurs de susceptibilité magnétique les plus faibles de la succession stratigraphique mesurée, entre 15 et 20 $10^{-8}m^3/kg$. Le sixième ensemble, l'horizon orangé (unité 10) au sommet de la succession stratigraphique échantillonnée, témoigne d'une légère baisse des carbonates, autour de 17,5 %. Les autres courbes semblent suivre les mêmes tendances que dans l'ensemble précédent. L'histogramme de fréquence granulométrique de l'échantillon supérieur est le plus redressé du profil, ce qui témoigne du meilleur tri de toutes les unités échantillonnées. Ce caractère s'explique vraisemblablement par une pollution de l'échantillon par les sédiments loessiques postérieurs (unité 9), le haut de la couche étant marqué par des involutions. De fait, il est difficile de caractériser précisément l'unité du fait de sa faible épaisseur et des mélanges avec l'unité postérieure lors de l'alternance de cycles de gel-dégel et d'épisodes de solifluxion.

Au final, les ruptures importantes dans le profil sont révélées par la teneur en carbonates et la susceptibilité magnétique. Les deux ensembles de la base sont très faiblement carbonatés et présentent des valeurs de susceptibilité très forte, ce qui est la conséquence d'une évolution pédologique avancée. Des baisses de moindre ampleur de la teneur en carbonates traduisent également des évolutions pédologiques dans la moitié supérieure du quatrième ensemble. Ainsi, les indicateurs pédosédimentaires confirment les unités interprétées comme des paléosols d'après les données de terrain. Toutefois, dans les unités 17 et 16 de l'ensemble de limons argileux brun sombre, leur interprétation est moins univoque et les caractères observés peuvent également témoigner d'un héritage lié à une couverture pédologique remaniée par des processus de versant. Dans cette perspective, les histogrammes de fréquence granulométrique très étalés peuvent aussi bien résulter du développement d'un sol que d'un remaniement par ruissellement et solifluxion. Les lames minces peuvent permettre de résoudre cette question.

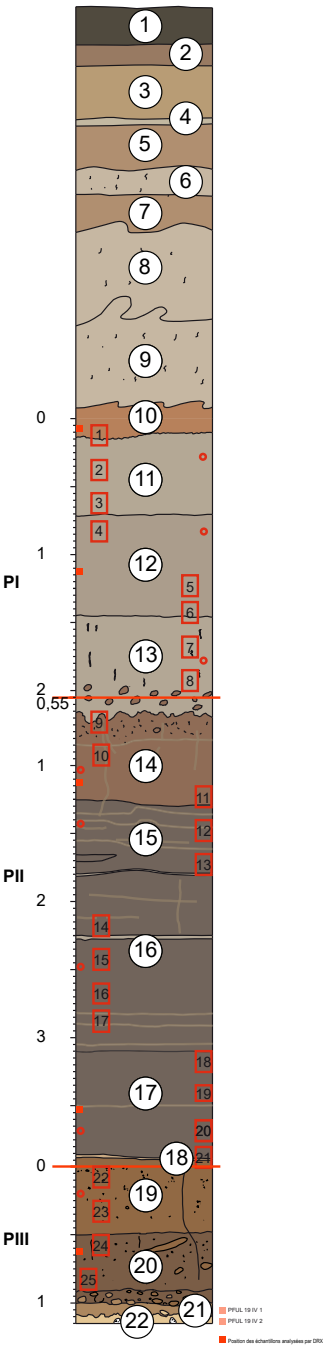
4.3.3 Pfulgriesheim « *Grasweg* » : caractères micromorphologiques

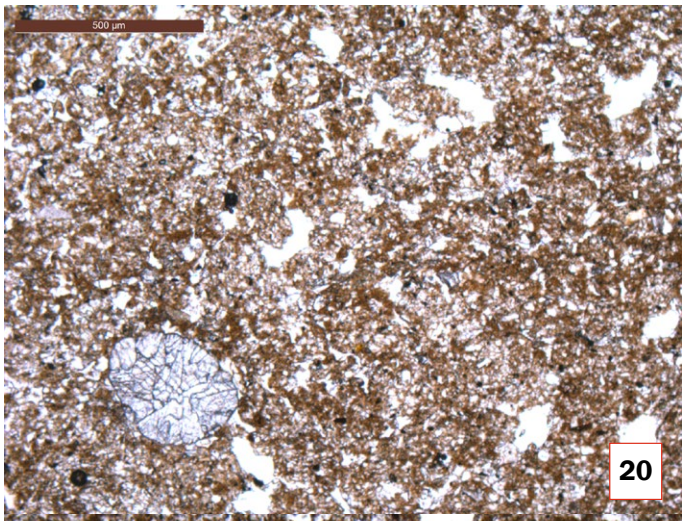
En lame mince, la succession stratigraphique fouillée est constituée majoritairement de limons. Du fait de leur taille réduite, il est difficile de déterminer précisément les minéraux présents qui sont donc notés à titre indicatif (Tab. 23). Des biotites, des minéraux relativement fragiles, ont été identifiées dans presque toute la séquence. Oxydées dans les unités 19 et 20, à la base de la succession stratigraphique, elles sont toutefois absentes de l'unité 20bis. La calcite est quant à elle absente des unités 20 à 15. Les sables de l'ensemble de limons argileux sombres (unité 17, 16 et 15) sont constitués de fragments de concrétions calcaires, de granules de lombrics remaniés et, dans une moindre mesure, de feldspaths. Des charbons ferruginisés ont été observés à la base de la succession stratigraphique, dans l'unité 20bis (Fig. 108). Des granules de lombrics sont présents dans l'ensemble des unités, mais sont bien conservés et abondants uniquement dans les unités 14 à 10. La matrice est argileuse tachetée avec une fabrique striée réticulée dans l'ensemble des unités, hormis les limons gris bioturbés (unités 13, 12 et 11). Elle est ici carbonatée légèrement argileuse avec une fabrique cristallitique.

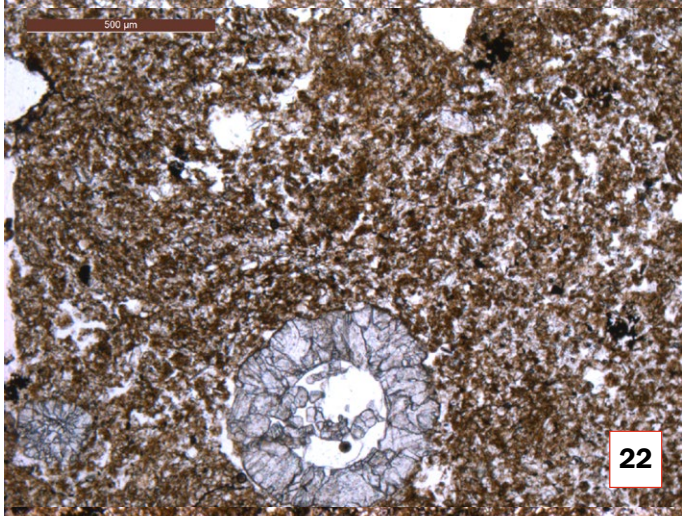
Unité	Lame	Microstructure	Composants	Traits pédologiques
10	1	porphyrique, agrégée, porosité (20 %) d'entassements d'agrégats sub-anguleux à émoussés non jointifs	limons (quartz, calcite, muscovite, biotite), matrice argilo-calcaire, fabrique légèrement tâcheté et striée, granules de lombrics	quelques imprégnations calcaires
11	2	porphyrique fermée à ouverte, très faiblement agrégée, porosité (25 %) liée à l'activité biologique et à l'entassement de micro-agrégats	limons (quartz, calcite, muscovite, biotite), matrice carbonatée argileuse, fabrique cristallitique, granules de lombrics	imprégnations calcaires
12	5	porphyrique, faiblement agrégée, porosité (30 à 35 %) liée à l'activité biologique et à l'entassement de micro-agrégats	limons (quartz, calcite, muscovite, biotite), matrice carbonatée argileuse, fabrique cristallitique, granules de lombrics, coquilles entières	rares imprégnations calcaires
13	7a	porphyrique, faiblement agrégée, porosité (35 %) liée à l'activité biologiques et à l'entassement de micro-agrégats	limons (quartz, calcite, muscovite, biotite, feldspath), matrice carbonatée argileuse, fabrique cristallitique, granules de lombrics, coquilles entières	quelques imprégnations ferro-manganiques, rares imprégnations calcaires
14	10	porphyrique, agrégée, porosité (25 à 30 %) sous la forme de cavités biologiques et de cavités d'entassement d'agrégats et de micro-agrégats	limons (quartz, calcite, muscovite), matrice argileuse tâchetée, fabrique légèrement striée réticulée, granules de lombrics, fragments coquillés	revêtements argileux orangés remaniés, imprégnations carbonatées et imprégnations ferro-manganiques
15	12	porphyrique, agrégée et micro-agrégée, agrégats et micro-agrégats non jointifs organisées en lits aux limites plus ou moins nettes, porosité (20 à 25 %) sous la forme de cavités d'entassements de micro-agrégats et d'agrégats et de cavités biologiques	limons (quartz,feldspath, muscovite), matrice argileuse tâchetée, fabrique légèrement striée réticulée, granules de lombrics, sables fins (concrétions calcaires remaniées, feldspath)	revêtements argileux orangés remaniés, imprégnations ferro-manganiques organiques et imprégnations carbonatées
16	16	porphyrique, agrégée et micro-agrégée, agrégats et micro-agrégats non jointifs organisées en lits aux limites plus ou moins nettes, porosité (20 %) sous la forme de cavités d'entassements de micro-agrégats et d'agrégats, de cavités biologiques et de fissures	limons (quartz,biotites, muscovite), matrice argileuse tâchetée, fabrique indifférenciée, granules de lombrics	imprégnations ferro-manganiques organiques, intercalations
17	18	porphyrique, agrégée et micro-agrégée, agrégats et micro-agrégats non jointifs organisées en lits aux limites plus ou moins nettes, porosité (20 %) sous la forme de cavités biologiques, de fissures et de cavités d'entassements de micro-agrégats	limons (quartz,biotite, muscovite), argiles orangés tâchetées, matrice argileuse tâchetée, fabrique légèrement striée réticulée, granules de lombrics	imprégnations ferro-manganiques organiques, intercalations
17	20	porphyrique, faiblement agrégée et micro-agrégée, agrégats et micro-agrégats non jointifs organisées en lits aux limites plus ou moins nettes, porosité (20 %) sous la forme de cavités biologiques, de fissures et de cavités d'entassements de micro-agrégats	limons (quartz), argiles orangés tâchetées, matrice argileuse tâchetée, fabrique légèrement striée réticulée, granules de lombrics	imprégnations ferro-manganiques organiques, intercalations
19	22	porphyrique, en piles d'assiettes, faiblement agrégée et micro-agrégée, agrégats légèrement jointifs, porosité (15 à 20 %) sous la forme de cavités biologiques et de fissures	limons (quartz, biotites oxydées), quelques grains de sables (calcite), matrice argileuse tâchetée, fabrique légèrement striée réticulée, granules de lombrics altérées	imprégnations ferro-manganiques
19	23	porphyrique, en piles d'assiettes, très faiblement agrégée et micro-agrégée, agrégats légèrement jointifs, porosité (20 %) sous la forme de cavités biologiques et de fissures	limons (quartz, feldspath, biotites oxydées, rare calcite), quelques grains de sables (calcite), matrice argileuse tâchetée, fabrique légèrement striée réticulée, granules de lombrics altérées	imprégnations ferro-manganiques et imprégnations carbonatées
20	24	porphyrique, en piles d'assiettes, agrégée et micro-agrégée, agrégats légèrement jointifs, porosité (15 à 20 %) sous la forme de cavités biologiques et de fissures	limons (quartz, rares biotites oxydées), quelques grains de sables (calcite), matrice argileuse tâchetée, fabrique légèrement striée réticulée, granules de lombrics altérées	imprégnations ferro-manganiques et imprégnations carbonatées
20	25	porphyrique, en piles d'assiettes, agrégée et micro-agrégée, agrégats légèrement jointifs, porosité (15 %) sous la forme de cavités biologiques et de fissures	limons (quartz, rares biotites oxydées), quelques grains de sables (feldspath, calcite), matrice argileuse tâchetée, fabrique légèrement striée réticulée, granules de lombrics altérées	imprégnations ferro-manganiques et imprégnations carbonatées
20bis	26	porphyrique, en piles d'assiettes, agrégée, agrégats plus ou moins jointifs, porosité (10 à 15 %) sous la forme de fissures et de cavités biologiques	limons (quartz), charbons ferruginisés, matrice argileuse tâchetée, fabrique striée réticulée	revêtements argileux orangés remaniés, imprégnations carbonatées et imprégnations ferro-manganiques

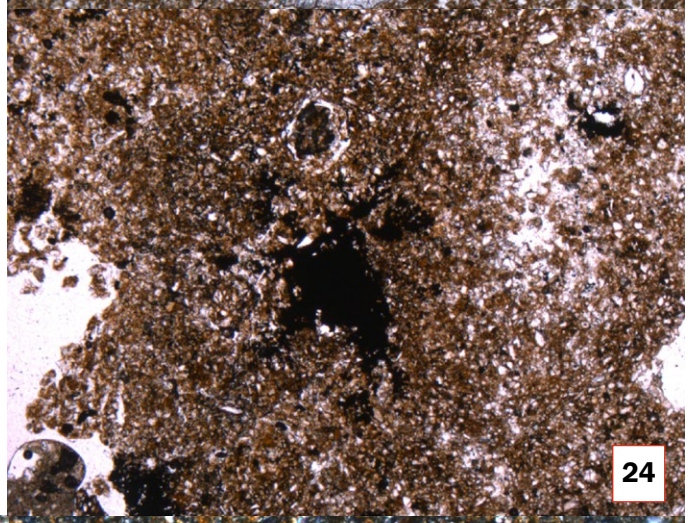
Tab. 23 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », description micromorphologique.

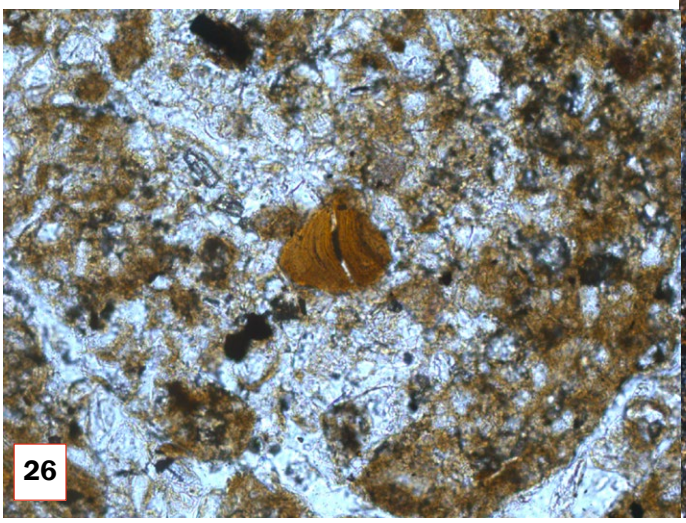
Fig. 108 : Ci-contre, Pfulgriesheim « *Grasweg* », planche micromorphologique. 26 (droite) : unité 20bis, charbon ferruginisé et matrice argileuse tachetée avec fabrique striée réticulée (Lumière Polarisée Analysée/LPA) ; 26 (gauche) : revêtement argileux orangé remanié (papules, Lumière Polarisée Non Analysée/LPNA) ; 24 : imprégnation ferro-manganique organique dans l'unité 20 (LPNA) ; 22 : granule de lombric altérée et matrice organique bioturbée de l'unité 19 (LPNA) ; 20 : granule de lombric altérée et matrice organique bioturbée de l'unité 17 (LPNA).

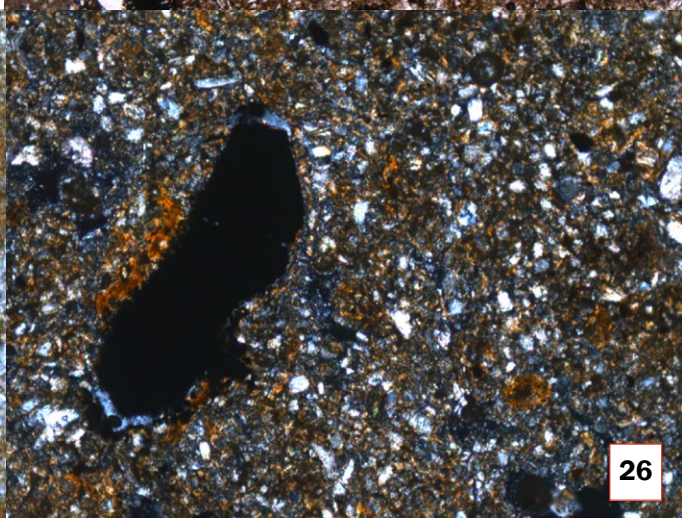

PI
PII
PIII
0
1
2
0,55
1
2
3
0
1


500 µm
20


500 µm
22


24


26

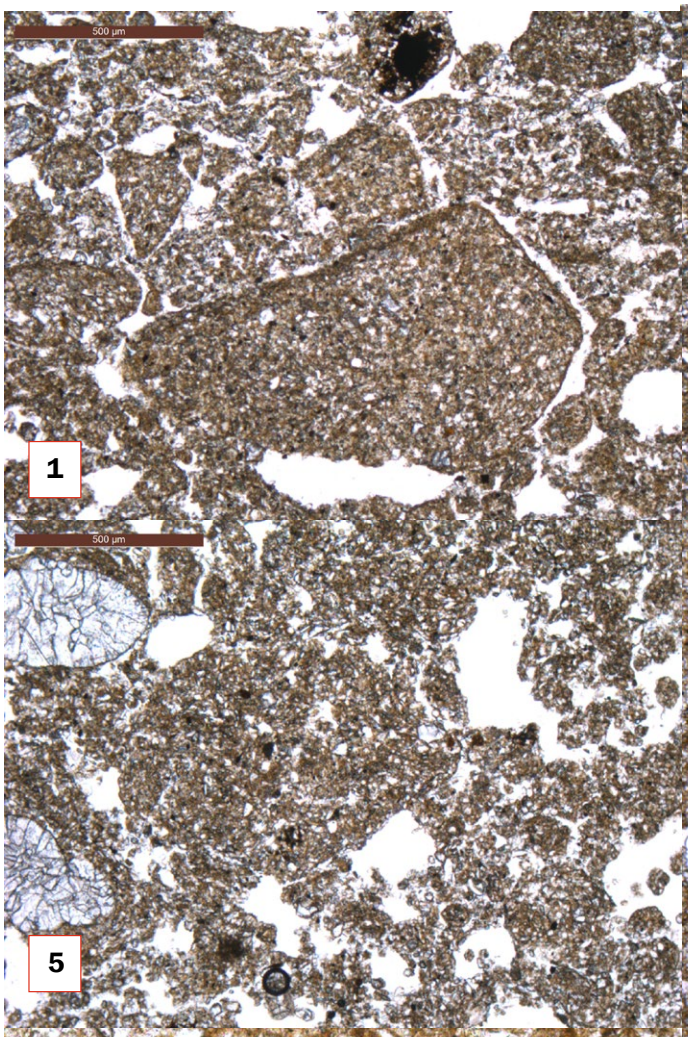

26

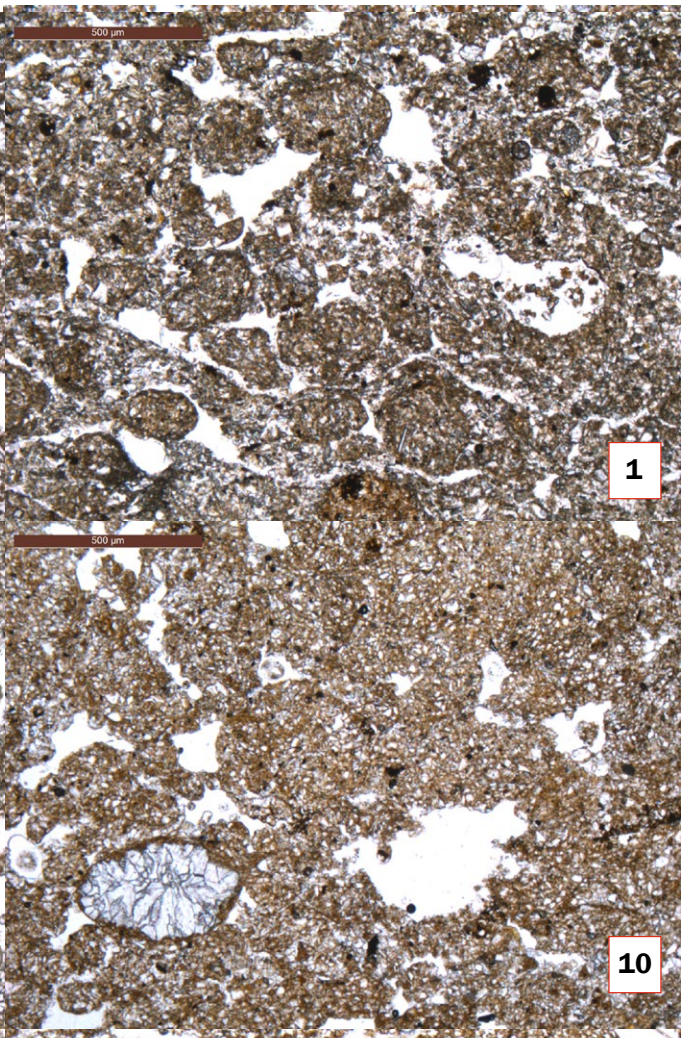
La microstructure est porphyrique, les limons et les sables étant répartis de façon homogène dans la matrice argileuse. Une organisation des limons et des sables en pile d'assiettes (« *bow-like structure* ») est notée dans l'ensemble à la base de la succession stratigraphique, ce qui traduit l'existence d'anciens conduits biologiques. Dans l'ensemble de limons gris bioturbés en revanche, la structure porphyrique est fermée, les différents grains de limons étant souvent en contact les uns avec les autres du fait de la matrice moins abondante. La microstructure est agrégée, caractère bien exprimé dans l'ensemble à la base (unités 20 bis, 20 et 19), dans l'ensemble de limons argileux sombres (unités 17, 16 et 15), dans l'horizon marron à terriers (unité 14) et dans les limons orangés (unité 10). Ce caractère est également relativement bien exprimé dans les deux unités inférieures des limons gris bioturbés, les unités 12 et 11. L'unité 10, au sommet de cet ensemble est, quant à elle, faiblement agrégée. L'agrégation traduit le degré d'évolution pédologique des différentes unités. Dans l'ensemble de limons orangés (unité 10) le caractère anguleux ou au contraire très émoussé des agrégats résulte en revanche d'un remaniement par solifluxion avec des agrégats gelés plus ou moins roulés (Fig. 109). Dans l'ensemble de limons argileux sombres, unités 17, 16 et 15, certains agrégats présentent le même caractère et leur morphologie est liée au même processus. Ils sont en outre regroupés en lits, dans lesquels ils sont classés par taille. L'ensemble est également marqué par des intercalations limono-argileuses qui traduisent des épisodes de ruissellement. Pour autant, la porosité biologique est également bien exprimée ce qui témoigne de phases de bioturbation et de stabilité entre les épisodes de sédimentation.

Les traits pédologiques sont constitués d'oxydes ferro-manganiques et de concrétions calcaires sous la forme d'hyporevêtements. Les premiers sont de différentes tailles. Les plus petits, quelques microns, sont responsables de l'aspect tacheté très sombre de la matrice des unités 20, 19, 17, 16, 15, 14 et 10. Les plus gros, de 0,1 à 1 mm, sont très sombres, très opaques, ce qui traduit leur caractère organique. On les trouve dans les unités 20 à 15. Des concrétions calcaires de quelques millimètres sont bien représentées dans l'unité 20bis et dans la moitié inférieure des unités 20 et 19. Elles sont en revanche absentes de la majeure partie de l'ensemble de limons argileux sombres, dans les unités 17 et 16. Elles apparaissent à nouveau dans l'unité 15, mais leur taille est réduite. Elles sont relativement moins exprimées dans l'unité 12 de l'ensemble de limons gris bioturbés. Les revêtements argileux sont en revanche absents de la succession stratigraphique. Des revêtements orangés brisés et remaniés sont toutefois présents à la base de la succession stratigraphique, dans l'unité 20bis, et au sommet de l'ensemble de limons argileux sombres, dans les unités 15 et 14.

En résumé, la présence de revêtements argileux remaniés dans le paléosol à la base de la succession (unité 20bis) témoigne de son remaniement partiel. L'absence de revêtements argileux postérieurs est lié quant à elle aux caractères calcaires des sédiments et/ou à l'installation d'un climat relativement aride. L'ensemble de limons argileux sombres, les unités 17, 16 et 15, se met en place par ruissellement, avec des agrégats roulés issus du remaniement d'une couverture pédologique présente sur les bords du vallon. La présence de revêtements argileux au sommet de l'ensemble témoigne de l'arrivée d'éléments d'un horizon profond de type BT en fin de séquence. Ces dépôts de pente sont toutefois entrecoupés de phases de stabilité au cours desquelles la faune du sol remanie les figures sédimentaires issues du transport. Ces phases de stabilité sont également matérialisées par des imprégnations ferro-manganiques et organiques. L'ensemble sert de support au développement d'un paléosol, l'unité 14, dont l'agrégation et la bioturbation sont bien exprimées.

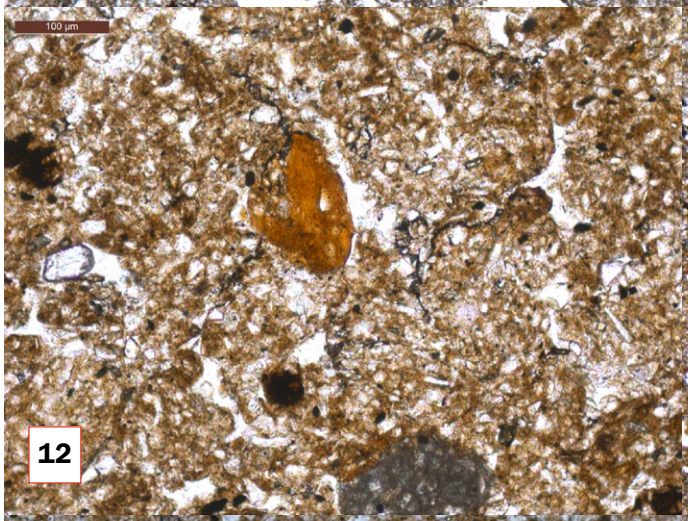
Fig. 109 : Page suivante, Pfulgriesheim « *Grasweg* », planche micromorphologique. 18 : lamine et litages dans l'unité 17 (LPNA) ; 12 : imprégnation ferro-manganique organique dans l'unité 15 (LPNA) ; 12 (droite) : agrégats remaniés dans l'unité 15 (LPNA) ; 12 (gauche) : revêtement argileux orangé remanié dans l'unité 15 (papules, LPNA) ; 10 : granule de lombric et bioturbations dans l'unité 10 (LPNA) ; 5 : granules de lombrics et cavités biologiques dans l'unité 12 (LPNA) ; 1 (droite et gauche) : agrégats gelés et remaniés de l'unité 10 (LPNA).

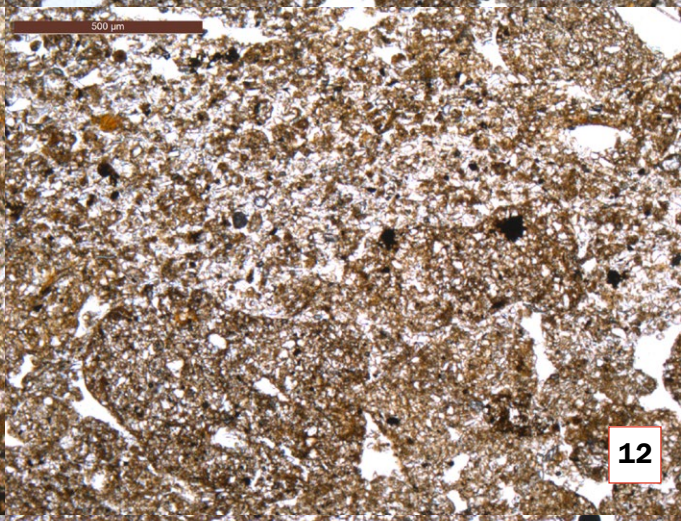

500 µm
1

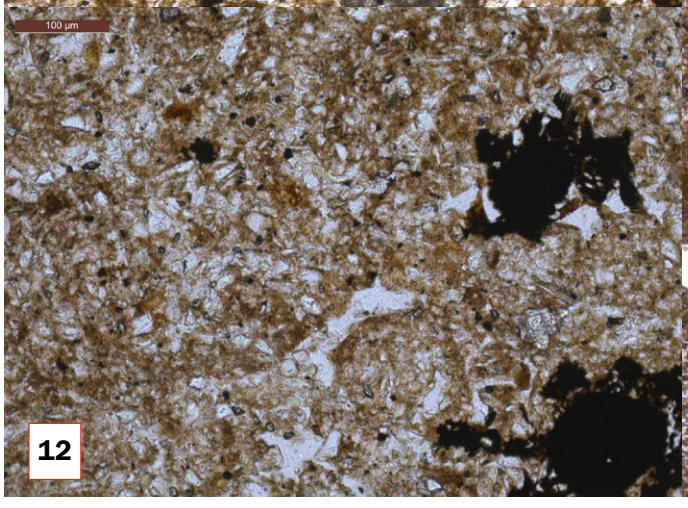

500 µm
1

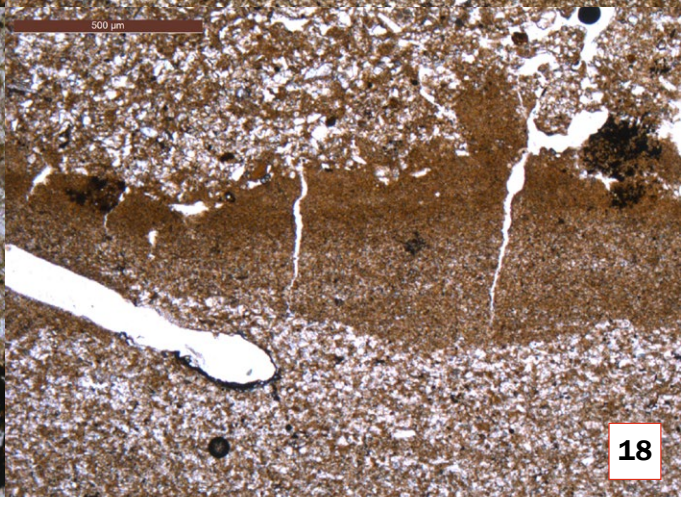
500 µm
5

500 µm
10


100 µm
12


500 µm
12


100 µm
12


500 µm
18

4.3.4 Pfulgriesheim « *Grasweg* » : minéralogie des argiles

Sept échantillons ont été analysés par Diffraction des Rayons X (*DRX*) par Laurent Caner Caner à l'Université de Poitiers (Fig. 110 et Fig. 111). L'analyse de l'échantillon brut par diffraction sur poudre désorientée a permis d'identifier les minéraux suivants (résultats extraits du rapport de L. Caner) :

Échantillon PFUL 19 I 5-10

« Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :
Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz d'albite et de calcite. La proportion de minéraux argileux est faible.

Échantillon PFUL 19 I 110-115

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :
Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz d'albite et de calcite. La proportion de
minéraux argileux est faible.

Échantillon PFUL 19 II 110-115

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :
Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La proportion de minéraux argileux est faible.

Échantillon PFUL 19 II 350-355

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :
Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La proportion de minéraux argileux est faible.

Échantillon PFUL 19 III 60-65
Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :
Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La proportion de minéraux argileux est faible.

Échantillon PFUL 19 IV I

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :
Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Quartz
Chlorite
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La proportion de minéraux argileux est faible.

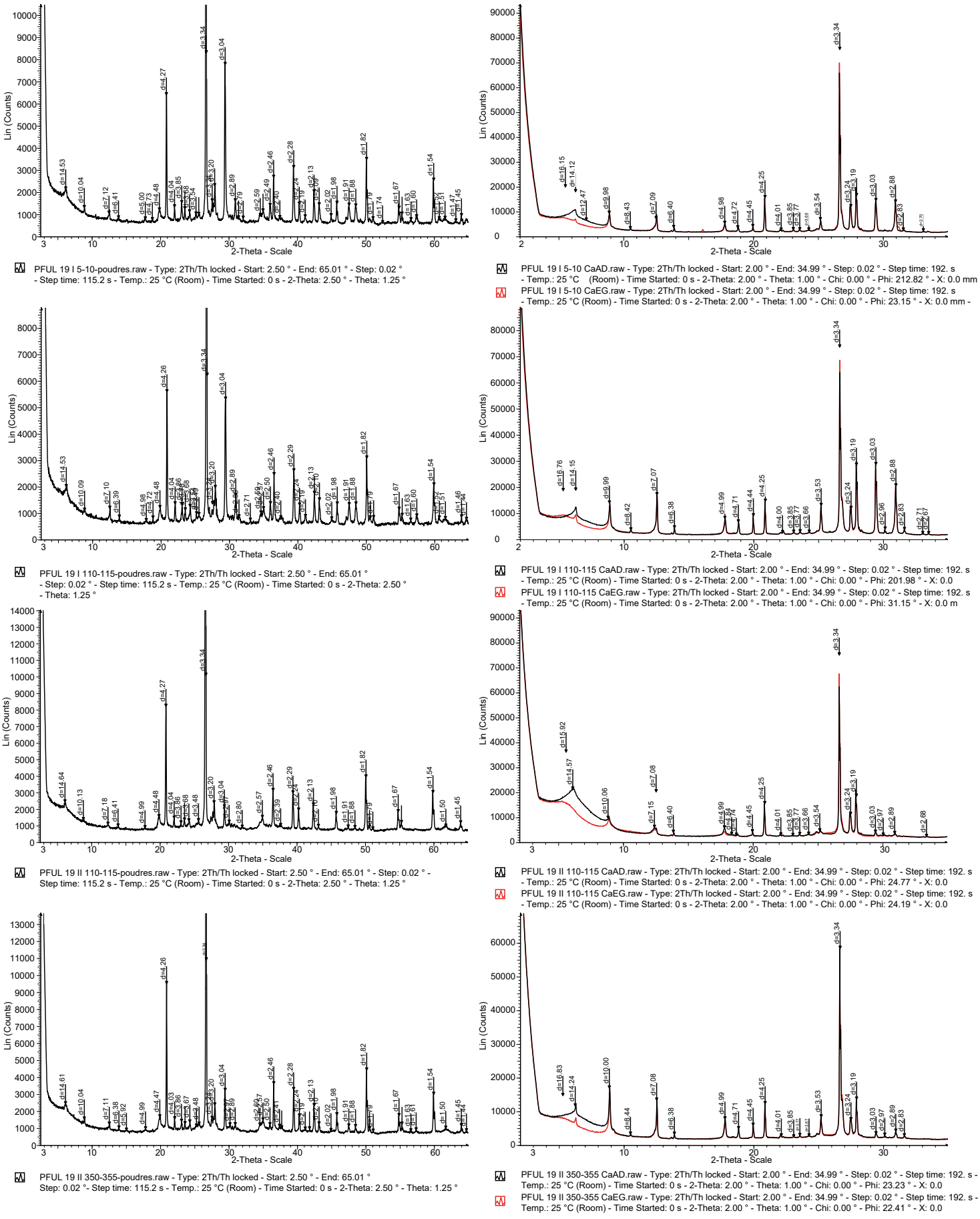
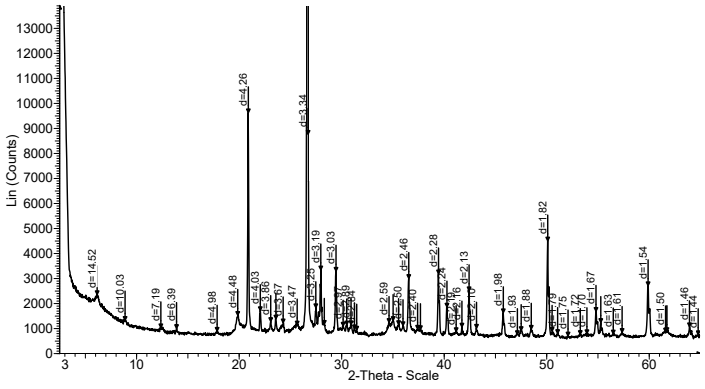
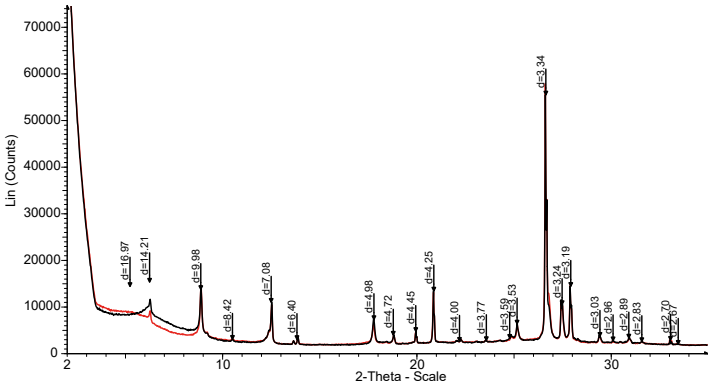


Fig. 110 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », diagramme XRF des échantillons (document : Laurent Caner). À droite, sont représentées les courbes obtenues sur sédiments bruts. Les courbes de gauche correspondent aux analyses de la fraction argileuse par diffraction sur lames orientées.

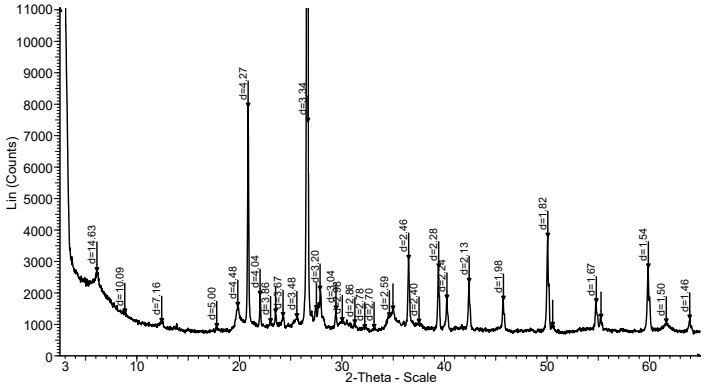


PFUL 19 III 60-65-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi: 0.

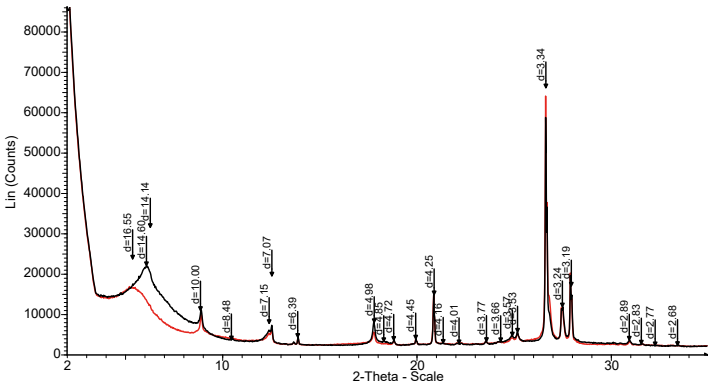


PFUL 19 III 60-65 Ca AD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 27.59 ° - X: 0.0 m

PFUL 19 III 60-65 Ca EG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 22.91 ° - X: 0.0 m

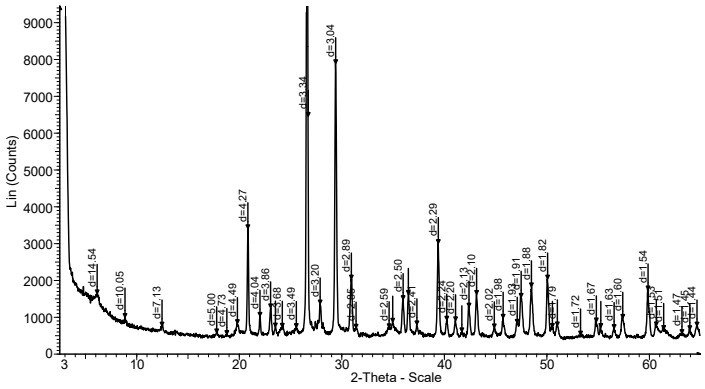


PFUL 19 IV 1-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi: 0.00 °

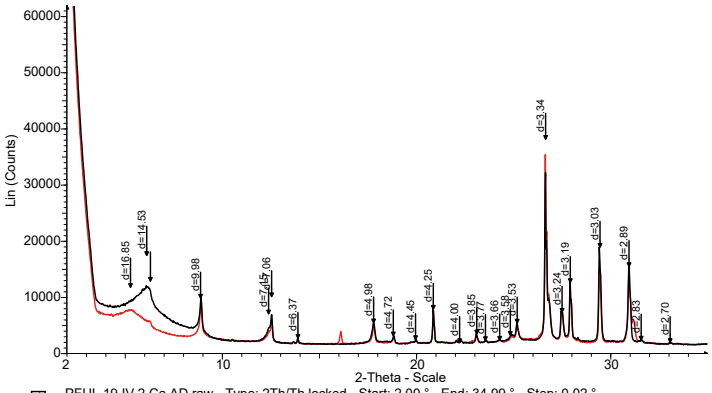


PFUL 19 IV 1 Ca AD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 22.76 ° - X: 0.0 mm -

PFUL 19 IV 1 Ca EG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 23.49 ° - X: 0.0 mm -



PFUL 19 IV 2-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi: 0.00 °



PFUL 19 IV 2 Ca AD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 200.09 ° - X: 0.0 mm -

PFUL 19 IV 2 Ca EG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.01 ° - End: 35.00 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.01 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 23.19 ° - X: 0.0 mm -

Fig. 111 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », diagramme XRF des échantillons (document : Laurent Caner). À droite, sont représentées les courbes obtenues sur sédiments bruts. Les courbes de gauche correspondent aux analyses de la fraction argileuse par diffraction sur lames orientées.

Échantillon PFUL 19 IV II

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :
Albite
Orthose (traces)
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Quartz
Chlorite
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz et de calcite. La proportion de minéraux argileux est faible. »

L'analyse de la fraction argileuse par diffraction sur lames orientées a quant à elle permis d'identifier les minéraux suivants :

Échantillon PFUL 19 I 5-10

« Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,12 Å, 7,09 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,0 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,5 Å en AD qui se déplace vers 14,8 Å en EG
Interstratifié illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,40 Å en AD qui se déplace vers
16,30 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion et d'illite et moins d'autres minéraux argileux. Il contient quartz, de la calcite et des feldspaths.

Échantillon PFUL 19 I 110-115

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,15 Å, 7,07 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 9,99 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,3 Å en AD qui se déplace vers 14,5 Å en EG
Interstratifié illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,60 Å en AD qui se déplace vers
16,76 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion et d'illite et moins d'autres minéraux argileux. Il
contient quartz, de la calcite et des feldspaths.

Échantillon PFUL 19 II 110-115

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,15 Å, 7,08 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,06 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,5 Å en AD qui se déplace vers 14,5 Å en EG
Interstratifié illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,70 Å en AD qui se déplace vers
16 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,54 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une proportion importante d'interstratifiés illite/smectite. Il contient quartz, de la calcite et des feldspaths.

Échantillon PFUL 19 II 350-355

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,24 Å, 7,08 Å et 4,71 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,00 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Interstratifiée illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,60 Å en AD qui se déplace
vers 16 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,53 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une proportion importante d'illite et de chlorite. Il contient quartz et des feldspaths.

Échantillon PFUL 19 III 60-65

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,21 Å, 7,08 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,00 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Interstratifiée illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,60 Å en AD qui se déplace
vers 17 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,54 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une proportion importante d'illite et de chlorite. Il contient quartz et des feldspaths.

Échantillon PFUL 19 IV I

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,14 Å (peu visible), 7,07 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après
solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,00 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Interstratifié illite/smectite riche en smectite et smectite : pic centré à 14,6 Å en AD qui se
déplace vers 16,55 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose

Cet échantillon contient une forte proportion d'interstratifié illite/smectite riche en smectite, de smectite et d'illite. Il contient quartz et des feldspaths.

Échantillon PFUL 19 IV II

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,03 Å (peu visible), 7,06 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après
solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,00 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à
l'éthylène glycol
Interstratifié illite/smectite riche en smectite et smectite : pic centré à 14,53 Å en AD qui se
déplace vers 16,85 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,58 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose

Cet échantillon contient une forte proportion d'interstratifié illite/smectite riche en smectite, de
smectite et d'illite. Il contient quartz, de la calcite et des feldspaths. »

On note ainsi deux grands ensembles. Les loess anciens et l'horizon rouge (20bis) sont riches en smectite. A contrario, les unités 20, 17, 14, 12 et 10 contiennent principalement de l'illite et seule l'unité 14 a livré de la smectite.

4.3.5 Pfulgriesheim « *Grasweg* » : datations numériques

La fourchette chronologique maximale, quelle que soit la méthode employée, situe la formation des unités 20 à 11 entre 72,6 ± 0,8 et 26,7 ± 1,1 ka. Des écarts importants sont notés pour un même échantillon selon la technique de chauffe des feldspaths (Tab. 24). Ainsi, l'échantillon 8 dans l'unité 20 a livré des âges IR50 et pIR de 38,7 ± 1,7 et de 65 ± 3 ka. Avec les mêmes méthodes, l'échantillon 4 a fourni 41,8 ± 1,8 et 72,6 ± 3 ka, et l'échantillon 1, 26,7 ± 1,1 et 43,5 ± 2,5 ka. Les âges obtenus sur quartz sont légèrement plus jeunes ou légèrement plus vieux que les âges pIR. Mais ils donnent des âges relativement proches, quelle que soit l'unité datée, 59,3 ± 5,5 pour l'unité 19, 65,9 ± 5,9 pour l'unité 17, 64,6 ± 3,9 pour l'unité 15, 68,1 ± 4,4 pour l'unité 14 et 68,5 ± 4,5 pour l'unité 13. Enfin, les deux âges radiocarbone (Tab. 25) obtenus avec des granules de lombrics, sous et au-dessous de l'échantillon OSL 1, au sommet de l'unité 11, sont compris respectivement entre 43,2 et 46,6 ka cal BP et entre 43 et 46 cal BP (2 σ selon Reimer et al. 2020), des âges contemporains de l'âge pIR obtenu dans la même unité.

La fourchette chronologique obtenue dans l'unité 11 par le radiocarbone recoupe donc largement celle obtenue sur feldspath avec le pIR. Les deux dates IR50 obtenues dans l'unité 14 et dans l'unité 19 placent quant à elles la mise en place des limons argileux brun sombre de la moitié inférieure dans le Pléniglaciaire moyen, ce qui est incompatible avec le caractère très évolué de ces unités révélé par les données de terrain, la susceptibilité magnétique et les lames minces. Les âges OSL donnent quant à eux une fourchette de 10 ka, centrée sur le Pléniglaciaire inférieur. Ils sont proches des pIR. Les inversions observées ne sont pas statistiquement significatives (Fig. 112).

Lab code	Depth (cm)	W%	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka-1)	Grain size (µm)	n	od	De IR50/OSL (Gy)	De pIR225 (Gy)	Age IR50/OSL (ka)	Age pIR225 (ka)
PFUL-1Q	30	20±5	1.14±0.07	9.80±0.60	2.75±0.27	2.35±0.18	63-250	8	0.98	no sol.*	--	--	--
PFUL-1F	30	20±5	1.14±0.07	9.80±0.60	2.75±0.27	2.72±0.11	63-100	13	0.00/0.00	72.67±0.78	118.25±1.91	26.7±1.1	43.5±2.5
PFUL-3Q	175	20±5	1.27±0.09	10.40±0.70	3.30±0.40	2.49±0.16	63-250	7	0.08	170.41±8.74	--	68.5±4.5	--
PFUL-3F	175	20±5	1.27±0.09	10.40±0.70	3.30±0.40	3.12±0.12	63-150	13	0.06/0.03	107.17±1.91	168.91±2.15	34.4±1.5	54.2±2.3
PFUL-4Q	105	20±5	1.46±0.10	13.30±0.79	3.31±0.39	2.91±0.19	63-250	13	0.15	198.28±10.06	--	68.1±4.4	--
PFUL-4F	105	20±5	1.46±0.10	13.30±0.79	3.31±0.39	3.31±0.14	63-100	13	0.00/0.00	138.17±1.77	239.98±5.22	41.8±1.8	72.6±3.0
PFUL-5Q	135	20±5	1.48±0.10	13.80±0.90	4.10±0.50	3.03±0.18	63-250	12	0.13	196.04±8.81	--	64.6±3.9	--
PFUL-5F	135	20±5	1.48±0.10	13.80±0.90	4.10±0.50	3.68±0.17	63-150	13	0.08/0.05	150.39±3.66	245.85±4.35	42.2±2.0	68.9±3.1
PFUL-7Q	370	20±5	1.60±0.10	13.50±0.90	3.50±0.50	2.85±0.15	63-250	8	0.21	188.07±15.00	--	65.9±5.9	--
PFUL-7F	370	20±5	1.60±0.10	13.50±0.90	3.50±0.50	3.47±0.15	63-150	13	0.08/0.02	137.79±3.28	211.62±2.59	39.7±1.9	61.0±2.6
PFUL-8Q	20	20±5	1.47±0.10	12.51±0.78	4.09±0.48	3.00±0.15	63-250	6	0.23	178.01±18.52	--	59.3±5.5	--
PFUL-8F	20	20±5	1.47±0.10	12.51±0.78	4.09±0.48	3.49±0.16	63-100	13	0.00/0.00	134.96±1.75	226.76±4.89	38.7±1.7	65.0±3.0

Tab. 24 : Pfulgriesheim « *Grasweg* » : âges obtenus par luminescence stimulée optiquement (OSL, Frank Preusser/ Université de Freibourg).

Code laboratoire	Code terrain	Matériel	Date BP	Ecart-type	cal. BP (95,4%)
SacA-62219	Pfulgriesheim P1 / 20-25	Granules de lombrics	41830	960	[cal BP 43046: cal BP 45969]
SacA-62220	Pfulgriesheim P1 / 50-55	Granules de lombrics	42270	1000	[cal BP 43191: cal BP 46555]

Tab. 25 : Pfulgriesheim « *Grasweg* » : âges radiocarbone.

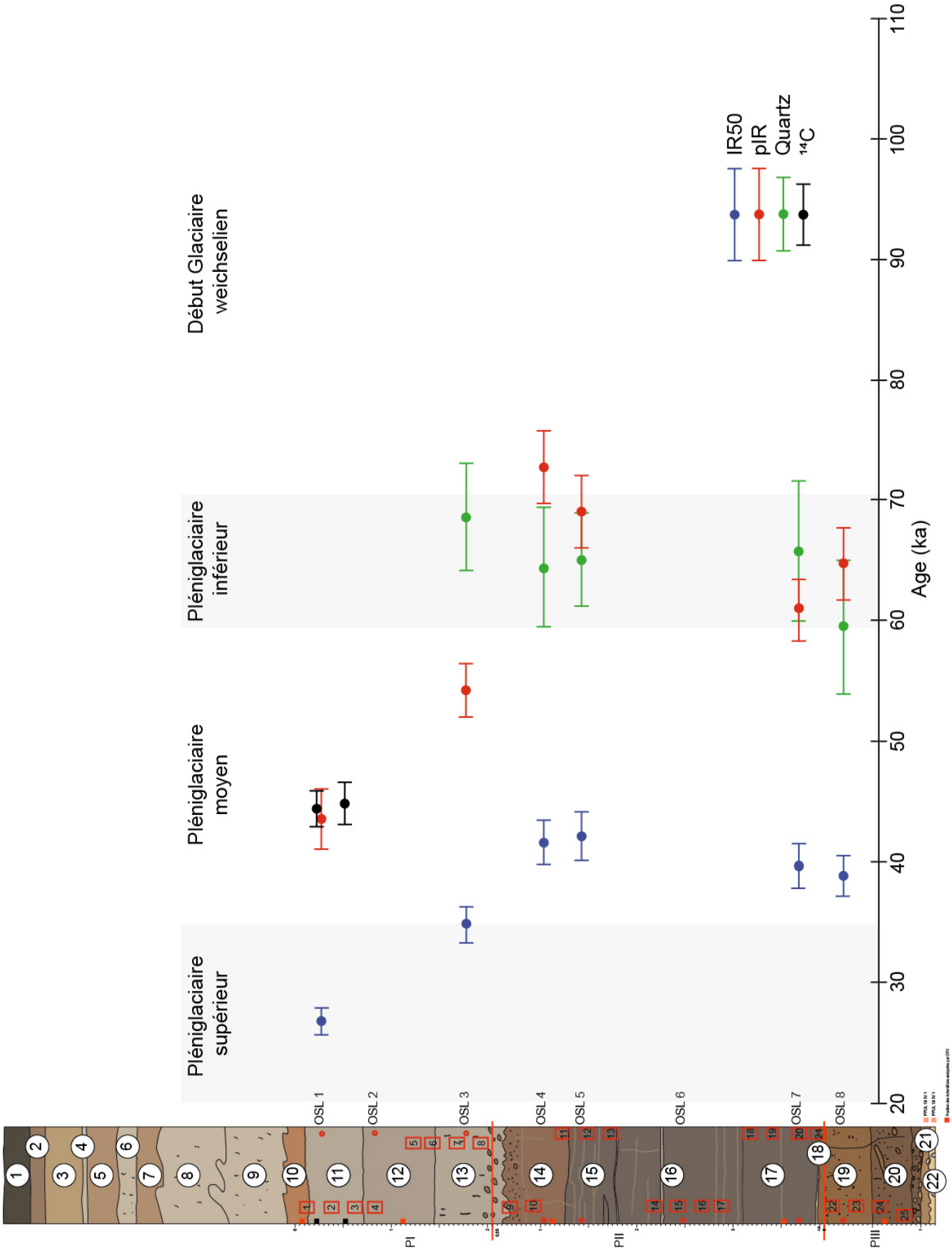


Fig. 112 : Pfulgriesheim « *Grasweg* » : âges numériques obtenus.

4.3.6 Pfulgriesheim « *Grasweg* », synthèse

Hormis les poupées calcaires décimétriques comprises dans les loess à base de la succession stratigraphique, l'absence d'horizon repère clairement attribuable à l'interglaciaire eemien constitue une difficulté comparée aux séquences de Betschdorf et Schaffhouse-près-Seltz (chapitre 3). Le cortège de minéraux argileux de l'horizon brun orangé (unité 20bis) présent sur le flanc du vallon est identique à celui des loess sous-jacents, ce qui traduit un développement *in situ*, même si la présence de quelques revêtements argileux brisés témoigne de son remaniement partiel. Ces caractères ne se retrouvent pas dans les limons argileux brun sombre mis au jour dans la partie centrale du vallon. Si le paléosol eemien est difficile à identifier, on note en revanche une bipartition nette de la succession stratigraphique, avec des limons argileux brun sombre dans la moitié inférieure (unités 21 à 14) et des limons beiges à gris dans la moitié supérieure (unités 13 à 3). Elle apparaît aussi fortement dans les courbes de la teneur en carbonates, respectivement inférieure à 7 % et supérieure à 17,5 %, et dans la courbe de la susceptibilité magnétique, de 50 à 35 $10^{-8}m^3/kg$ et de 20 à 15 $10^{-8}m^3/kg$. Elle ressort aussi des indicateurs biologiques, charbons, coquilles de mollusques et grande faune (Bachellerie et al. 2021).

Les deux horizons à la base de la séquence (unités 20 et 19) présentent les caractères d'une évolution pédologique marquée, révélée notamment par les valeurs de susceptibilité magnétiques les plus fortes mesurées à ce jour en Alsace, près du double de celles mesurées dans l'horizon BT et les limons marron à la base et au sommet d'Achenheim I (Rousseau et al. 1998). Elles se situent dans les mêmes gammes que celles des sols isohumiques de Dolní Věstonice (Antoine et al. 2013). L'ensemble de limons argileux sombres (unités 17, 16 et 15) se met en place par ruissellement, avec des agrégats roulés issus du remaniement d'une couverture pédologique présente sur les bords du vallon. La présence de revêtements argileux au sommet de l'ensemble témoigne de l'arrivée d'éléments d'un horizon profond de type BT en fin de séquence. Ces dépôts de pente sont toutefois entrecoupés de phases de stabilité au cours desquelles la faune du sol remanie les figures sédimentaires liées au dépôt de pente. Ces phases de stabilité sont également matérialisées par des imprégnations ferro-manganiques et organiques. L'ensemble sert de support au développement d'un paléosol, l'unité 14, dont l'agrégation et la bioturbation sont bien exprimées. Sa susceptibilité magnétique reste très élevée entre 40 et 45 $10^{-8}m^3/kg$ dans la moitié inférieure et toujours autour de 35 $10^{-8}m^3/kg$ dans la moitié supérieure. Elle est donc bien supérieure à celle des limons marron d'Achenheim I où elle se situe entre 25 et 30, avec un maximum de 35 $10^{-8}m^3/kg$ (Rousseau et al. 1998). L'absence de revêtements argileux peut s'expliquer par le caractère légèrement calcaire des unités, mais sans doute aussi à l'installation d'un climat relativement aride.

Les revêtements argileux sont pourtant bien présents à Achenheim « *Hurst* » dans l'horizon BT du luvisol et dans le sol gris forestier qui le recouvre. Mais ils sont moins bien exprimés que dans le nord de la France (Heim et al. 1984 ; Sommé et al. 1986). Dans le nord de la France, ils sont absents des sols steppiques de la fin du Début-Glaciaire-Weichselien (Antoine et al. 2016). En Europe de l'est, en Autriche ou en République Tchèque, ils ne sont pas systématiquement présents dans les paléosols eemiens (Sprafke et al. 2013) et disparaissent au Début Glaciaire weichselien (Antoine et al. 2013). Au final, l'ensemble de limons argileux sombres (unités 17, 16 et 15) de Pfulgriesheim présente des traits communs avec les niveaux lités qui remanient le complexe humifère Début Glaciaire weichselien (nodules de sols soliflués) au Pléniglaciaire inférieur dans le nord de la France (Antoine et al. 2016), en Belgique (Haesaerts et al. 2016) et en Allemagne (Schirmer 2016). Elle s'en distingue toutefois par l'absence de cryoturbations, la faible proportion de lits clairement détritiques et la présence d'un paléosol au sommet (unité 14). Elle évoque donc plutôt le complexe de sols steppiques de la fin du Début Glaciaire weichselien du nord de la France, dont un des horizons, Saint-Sauflieu 3a, présente des litages (Antoine et al. 2016).

Les limons gris bioturbés (unités 13, 12 et 11) marquent un changement radical dans la succession stratigraphique matérialisée principalement par la couleur et une hausse très nette des carbonates, entre 17,5 et 20 %. S'ils présentent les valeurs de susceptibilité magnétique les plus faibles de la succession stratigraphique mesurée, entre 15 et 20 $10^{-8}m^3/kg$, elles restent toutefois élevées et se situent dans les mêmes gammes que celles de sols bruns arctiques (Antoine et al. 2013 ; 2014).

Les âges pIR du Pléniglaciaire moyen dans les limons gris bioturbés et de la fin du Début Glaciaire dans les limons marron (unité 14) et les limons argileux sombres (unité 15) donnent des fourchettes temporelles en accord avec les caractères pédo-sédimentaires des horizons datés et avec le cadre chronostratigraphique et paléoenvironnemental connu (chapitres 1 et 3). Proches des pIR, les âges obtenus sur quartz confortent ces

attributions. Les âges obtenus à la base du profil apparaissent en revanche légèrement trop jeunes, quelques millénaires, les caractères pédosédimentaires des unités 17 et 19 étant incompatibles avec une attribution au Pléniglaciaire inférieur ou au Pléniglaciaire moyen. Les âges IR50 obtenus sur les feldspaths sont toujours beaucoup trop jeunes, ce qui était déjà le cas à Betschdorf et Schaffhouse-près-Seltz pour les horizons weichseliens antérieurs à 50 ka (chapitre 3).

Au final, la succession de Pfulgriesheim « *Grasweg* » permet de préciser nos connaissances de la géométrie des formations loessiques weichseliennes du Kochersberg qui sont plus épaisses dans les vallons secs ouverts sur les versants exposés au nord. Elle complète également le cadre chronostratigraphique régional en exposant une succession différente de celles de Schaffhouse-près-Seltz et Betschdorf. Deux questions restent toutefois ouvertes. La première concerne le substrat oligocène, reconnu uniquement dans la moitié sud du Kochesberg (**3.2**), à hauteur de Pfulgriesheim, les Marnes à Cyrènes ayant été cartographiés à tort sur le versant exposé au sud du Leisbach à Pfulgriesheim (Brugeron 2014). Le substrat du secteur demande ainsi à être mieux caractérisé. La seconde question concerne les sols de rang interglaciaire. À Pfulgriesheim, le sol à la surface des loess weichselien est un brunisol cantonné sur le versant vers le Leisbach où il atteint près d'un mètre d'épaisseur. Comme à Schaffhouse-près-Seltz, il présente des traits communs avec le paléosol eemien. Mais ici, ce dernier est représenté par de grosses poupées calcaires présent dans les loess saaliens et par un horizon argileux brun orangé dans lequel les smectites sont abondantes, qui contient des revêtements orangés brisés, mais qui ne présente pas les traits d'un luvisol.

4.4. Le Kochersberg : profils complémentaires

Sept profils complémentaires permettent de préciser nos connaissances des loess du Kochersberg (Fig. 84). Le premier permet de documenter le substrat, alors que les suivants précisent la nature de la couverture pédologique au sommet des loess. Le premier se situe à l'est du village d'Eckwersheim, sur une portion de plateau et sur le versant nord exposé au sud, du *Muhlbach*. Il a été choisi parmi les tranchées d'un diagnostic de 2,6 hectares (Croutsch et al. 2019). Il expose des marnes calcaires non consolidées, avec des bancs calcaires et des lits sableux. Ces formations sont coiffées par un brunisol (Fig. 113 et Fig. 114).

Le profil expose ainsi le substrat oligocène dans un secteur où des loess sont cartographiés (Blanalt et al. 1972) et qui est censé appartenir au graben de Pfulgriesheim (Brugeron 2014). Il précise donc la géométrie de ce dernier et réduit l'extension des loess du Kochersberg.

Au nord du Kochersberg, dans le secteur documenté par le tronçon 4 du Contournement Ouest de Strasbourg, la couverture pédosédimentaire holocène est bien souvent représentée uniquement par l'horizon labouré. A Pfulgriesheim « *Grasweg* », sur le versant qui mène au Leisbach, nous avons vu qu'elle est représentée par un brunisol. Sur le versant exposé au nord qui mène au Kolbsenbach, le profil expose des limons beige brun (tranchée 4028, unité 4), des limons argileux brun orangé à structure prismatique (tranchée 4028, unité 3) et des limons bruns (tranchée 4028, unité 2) dont le terme supérieur est plus massif et plus sombre (tranchée 4028, unité 1, Fig. 115). Ce profil évoque un luvisol avec un front de décarbonatation (unité 4) et un horizon BT (unité 3). Sur le versant nord, exposé au sud de la Souffel, un horizon argileux présent sous les labours peut également évoquer un horizon BT (unité 2 du profil 4503, Fig. 115). Latéralement l'horizon devient toutefois moins argileux, plus brun et sa limite inférieure est diffuse (unité 3 du profil 4663, Fig. 115). Ces caractères évoquent plutôt un brunisol ou un calcisol.

Au sud du Kochersberg, dans le secteur documenté par le tronçon 2 (Schneikert 2017), les luvisols sont rares et ont été observés uniquement sur une petite portion du versant qui mène au Muehlbach (profil 485, Fig. 116). Ici, la couverture pédologique est constituée majoritairement d'un horizon limoneux brun prismatique bioturbé avec des carbonatations secondaires sous la forme de filaments et une limite inférieure diffuse. Ces traits sont des caractères d'un brunisol ou d'un calcosol. Deux sites néolithiques très bien conservés, avec des sépultures (Fig. 117) et des plans de bâtiments, ont été mis au jour sur ce tronçon après décapage du sol (Croutsch et al. 2020). Au final, à la surface des loess du Kochersberg, les luvisols sont rares. De fait, ce constat n'est pas nouveau et est souvent interprété comme le résultat de l'érosion d'origine agricole à partir du Néolithique (Schneider et al. 2014).

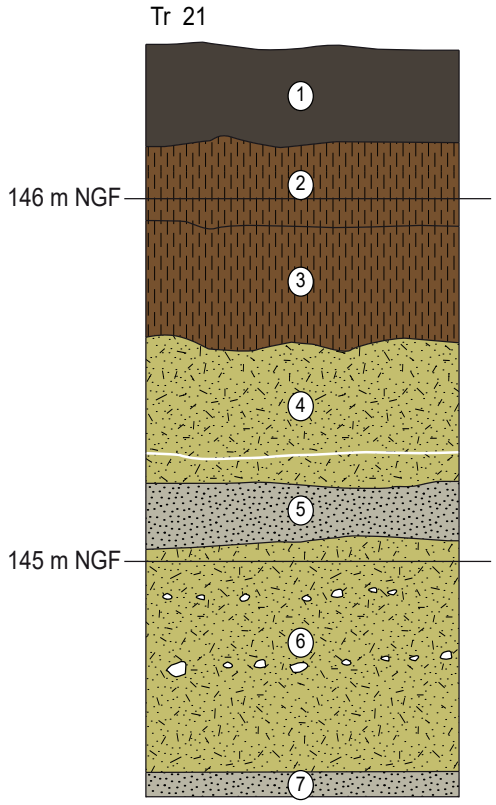


Fig. 113 : Eckwersheim « *auf die Niedermatten* », 1 : limons sableux, brun gris, structure labourée ; 2 : limons légèrement argileux bruns, structure prismatique bioturbée ; 3 : limons argileux bruns, structure prismatique bioturée ; 4 : limons argileux, beige, liserés calcaires; 5 : sables fins, gris; 6 : limons argileux, beige jaune, carbonatations blanches (2 à 4 cm de diamètre); 7 : sables fins, gris.

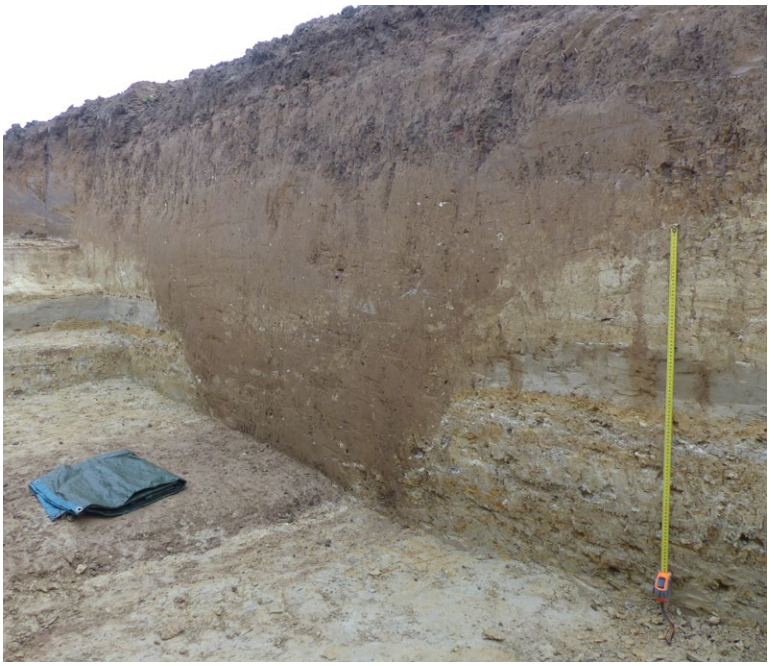


Fig. 114 : Eckwersheim « *auf die Niedermatten* », vue des formations oligocènes. Les dépôts sont recoupés par un grand fossé antique.

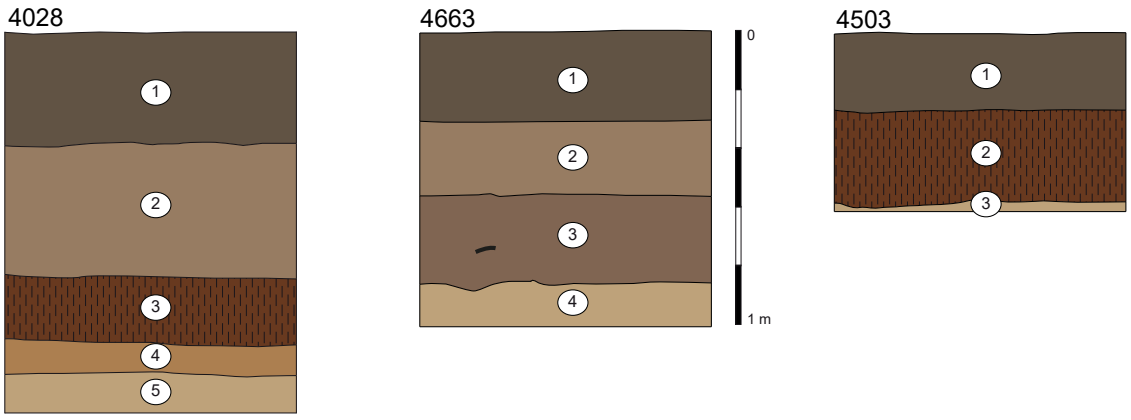


Fig. 115 : Pfulgriesheim, tranchée 4028, 1 : limons, brun sombre, labours ; 2 : limons, brun, structure massive bioturbée ; 3 : limons argileux, brun orangé, structure prismatique bioturbée ; 4 : limons, beige brun, structure massive bioturbée ; 5 : limons calcaires, beiges, sédiments pulvérulents ; Pfulgriesheim, tranchée 4663, 1 : limons, brun sombre, labours ; 2 : limons légèrement argileux, brun légèrement orangé, structure massive bioturbée ; 3 : limons légèrement argileux, brun sombre, structure massive bioturbée à grumeleuse, limite inférieure diffuse (5 à 10 cm) ; 4 : limons calcaires, légèrement sableux, beiges ; Pfulgriesheim, Tranchée 4503, 1 : limons, brun sombre, labours ; 2 : limons légèrement argileux, brun orangé, structure prismatique à polyédrique bioturbée ; 3 : limons calcaires, légèrement sableux, beige.

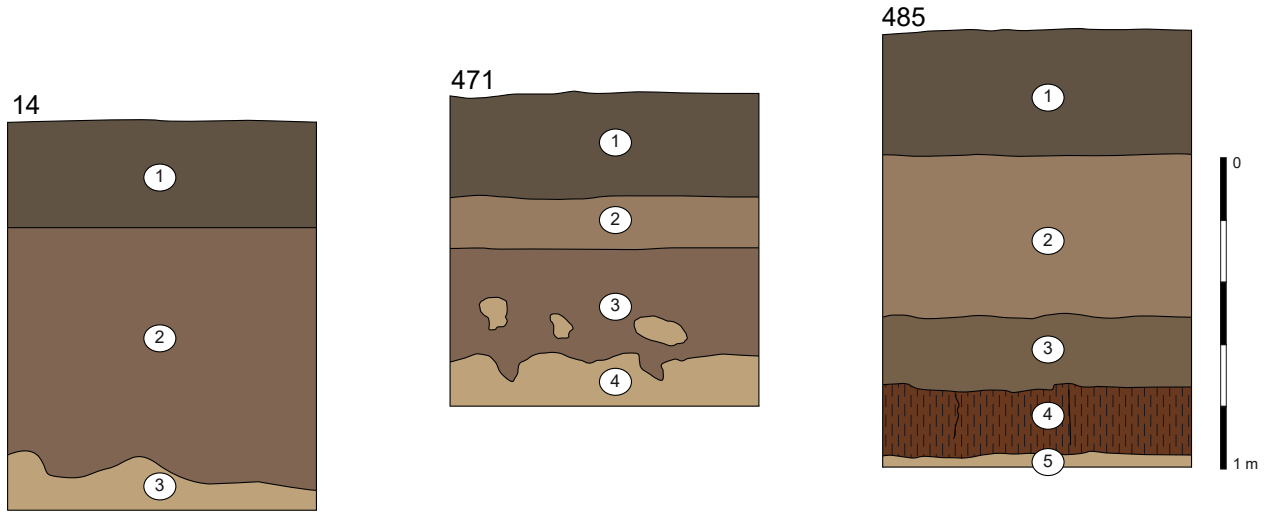


Fig. 116 : Ernolsheim-sur-Bruche, tranchée 14 : 1 : limons légèrement argileux, brun-grisbrun gris sombre, structure massive ; 2 : limons très légèrement argileux, brun, structure prismatique bioturbée, carbonatations secondaires sous la forme de filaments millimétriques (pseudomycelium), limite inférieure diffuse ; 3 : limons légèrement sableux beiges, structure massive légèrement bioturbée ; Kolbsheim, Tranchée 471, 1 : limons légèrement argileux, brun gris sombre, structure massive à prismatique ; 2 : limons légèrement argileux, brun orangé, structure massive bioturbée à prismatique ; 3 : limons très légèrement argileux, brun, structure prismatique bioturbée, limite inférieure diffuse ; 4 : limons légèrement sableux, beige, structure massive bioturbée ; Kolbsheim, tranchée 485, 1 : limons légèrement argileux, brun gris sombre, structure prismatique à lamellaire ; 2 : limons légèrement argileux, brun, structure massive bioturbée à prismatique, quelque gravillons calcaires (1 à 3 mm de diamètre) ; 3 : limons légèrement argileux, brun sombre, structure prismatique très bioturbée ; 4 : limons argileux, brun légèrement orangé, structure prismatique bioturbée, présence d'enduits argileux ; 5 : limons légèrement sableux beiges, structure massive légèrement bioturbée.

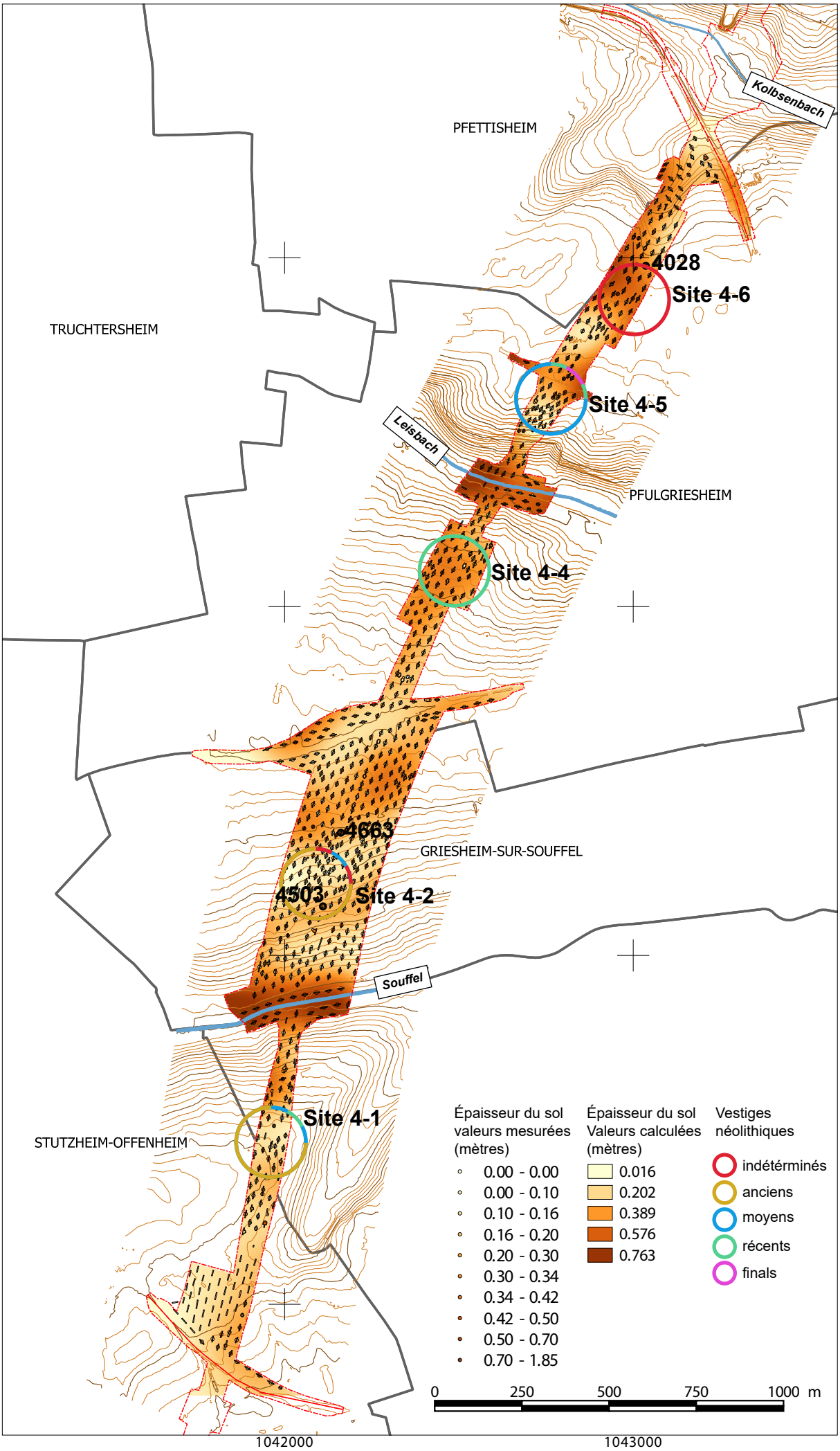


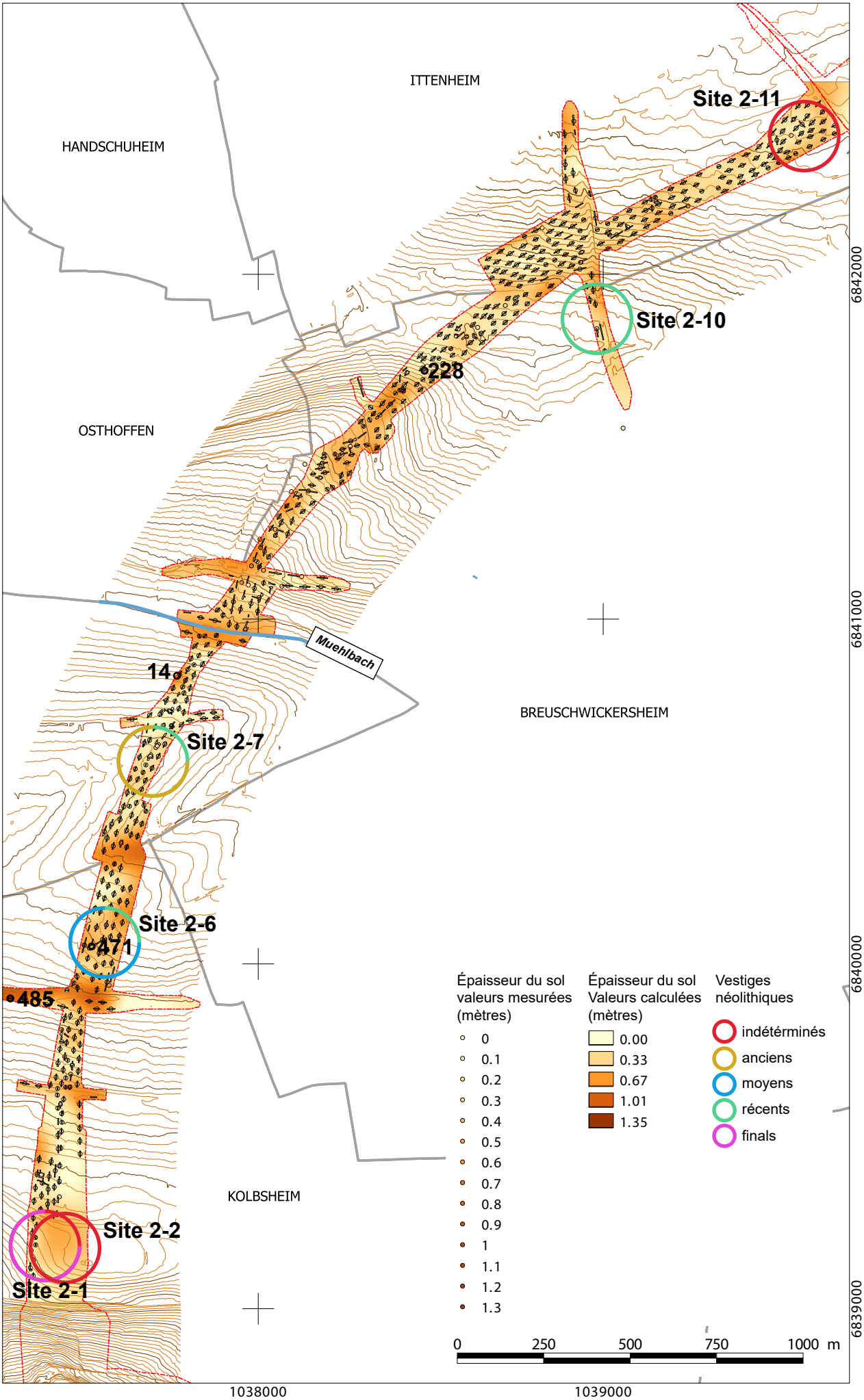
Fig. 117 : Ernolsheim-sur-Bruche, sépulture du Néolithique ancien (Delphine Jonville et Alexandra Cony/Archéologie Alsace, étude en cours). Le crâne, surélevé par rapport au reste du squelette, n'a pas été altéré par l'érosion. Les mains et une partie des côtes ont été dissoutes par l'évolution pédologique de la fosse sépulcrale.

4.5. Le Kochersberg : érosion agraire et vestiges archéologiques néolithiques

Les nombreux vestiges archéologiques mis en évidence dans le Kochersberg ne sont pas forcément compatibles avec l'hypothèse d'une érosion généralisée et massive de l'ensemble de la zone. Pour tenter de lever ce problème, il est possible de comparer les épaisseurs de sols mesurées lors des diagnostics archéologiques du COS (Croutsch et al. 2017 ; Schneikert 2017) avec la répartition des vestiges archéologiques néolithiques compilés à l'issue des fouilles préventives (Croutsch et al. 2020). Sur une grande partie du tronçon 4, la couverture pédosédimentaire holocène est exprimée uniquement par l'horizon de labour observé au sommet des loess (Fig. 118). Mais elle est toutefois présente sur de larges portions des plateaux et des versants. Dans les

Fig. 118 : Épaisseur de la couverture pédologique entre la base de l'horizon labouré et le sommet des loess mesurée lors des diagnostics archéologiques du tronçon 4 du Contournement Ouest de Strasbourg. Les sites néolithiques vérifiés lors de fouilles ont été positionnés d'après Croutsch et al. (2020).


Kolbsenbach
PFETTISHEIM
TRUCHTERSHEIM
4028
Site 4-6
Site 4-5
Leisbach
PFULGRIESHEIM
Site 4-4
4663
GRIESHEIM-SUR-SOUFFEL
4503
Site 4-2
Souffel
Site 4-1
STUTZHEIM-OFFENHEIM
Épaisseur du sol valeurs mesurées (mètres)
0.00 - 0.00
0.00 - 0.10
0.10 - 0.16
0.16 - 0.20
0.20 - 0.30
0.30 - 0.34
0.34 - 0.42
0.42 - 0.50
0.50 - 0.70
0.70 - 1.85
Épaisseur du sol Valeurs calculées (mètres)
0.016
0.202
0.389
0.576
0.763
Vestiges néolithiques
indéterminés
anciens
moyens
récents
finals
0
250
500
750
1000 m
6849000
6848000
6847000
6846000
1042000
1043000


ITTENHEIM
HANDSCHUHEIM
OSTHOFFEN
BREUSCHWICKERSHEIM
KOLBSHEIM
Muehlbach
Site 2-11
Site 2-10
228
14
Site 2-7
Site 2-6
471
485
Site 2-2
Site 2-1
Épaisseur du sol valeurs mesurées (mètres)
0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1
1.1
1.2
1.3
Épaisseur du sol Valeurs calculées (mètres)
0.00
0.33
0.67
1.01
1.35
Vestiges néolithiques
indéterminés
anciens
moyens
récents
finals
0
250
500
750
1000 m
6842000
6841000
6840000
6839000
1038000
1039000

thalwegs, des colluvions de plus de 1,3 m d'épaisseur et contenant des fragments de céramiques ont été mises en évidence dans les thalwegs, mais aussi sous la forme de rideaux de culture contre des limites de parcelles ou en amont des chemins. Globalement, la couverture pédologique est moins épaisse sur le tronçon 2, mais les mêmes tendances se dessinent (Fig. 119).

Sur l'ensemble du tracé du COS, soixante-six ensembles néolithiques ont été mis en évidence (Croutsch et al. 2020). Sur les deux tronçons examinés ici, ils se distribuent sur plateau et sur versant (Fig. 118 et Fig. 119). Leur conservation ne semble pas contrôlée par l'épaisseur du sol présent au sommet des loess. Ainsi, les sites 2-1, 2-2, 2-7, 2-10, 2-11, 4-1, 4-1 et 4-5 sont localisés dans des secteurs où celle-ci est peu épaisse, sans que les vestiges ne soient fortement tronqués (Fig. 118 et Fig. 119).

4.6. Le Kochersberg : conclusion du chapitre

Les observations présentées ici permettent pour la première fois de prendre la mesure de l'épaisseur de la couverture loessique weichselienne du Kochersberg. Celle-ci atteint 10 m dans les vallons-secs fossiles entaillés dans les versants exposés au nord. Elle est moins épaisse sur plateaux où elle n'excède pas 5 m. Elle est absente des versants exposés au sud de la portion méridionale du Kochersberg, mais également d'une portion de plateau au nord, à l'est d'Eckwersheim. Au final, elle apparaît moins continue que sur les cartes géologiques. La géométrie et les processus responsables de l'accumulation du vallon-sec d'Achenheim-Hurst dont l'épaisseur atteint 18 m (Heim et al. 1982 ; 1984 ; Sommé et al. 1986) demandent quant à eux à être mieux compris.

Les séquences les plus complètes sont localisées sur les versants exposés au nord. L'interglaciaire eemien est représenté par de grosses poupées calcaires présentes dans les loess saaliens. Aucun horizon BT de luvisol n'a été mis au jour. Seul un horizon argileux brun orangé contenant quelques fragments de revêtements argileux remaniés a été mis en évidence sur le flanc du vallon de Pfulgriesheim. La base de la séquence weichselienne est matérialisée par deux horizons pédologiques brun sombre. Ils ont livré des âges OSL trop jeunes par rapport à leur caractère pédosédimentaire. L'absence de revêtements argileux indique une relative aridité, ce qui permet de proposer une attribution à la fin du Début Glaciaire. La séquence se caractérise surtout par près de 3 m de limons argileux brun gris sombre avec des lits millimétriques de limons beiges. Cet ensemble est interprété comme des dépôts ruisselés, issus d'une couverture pédologique évoluée et entrecoupés de phases de bioturbation. Il est coiffé par un horizon marron parcouru de terriers évoquant un sol steppique. L'ensemble est attribué à la fin du Début Glaciaire weichselien. Le Pléniglaciaire inférieur est absent de la séquence de Pfulgriesheim. Celle-ci se poursuit avec des limons loessiques gris bioturbés qui marquent une rupture nette. Ces dépôts présentent des traces d'évolution pédologique peu marquées et ont livré des âges du Weichselien moyen. Aucun sol brun arctique typique de la période n'a été mis en évidence, si ce n'est un lambeau flué de limons argileux orangé qui marque le passage à une succession de gleys de toundra et de loess, présente dans toutes les configurations topographiques du Kochersberg et typiques du Pléniglaciaire supérieur. À la surface des loess, la couverture pédologique se caractérise par des brunisols ou des calcosols et les luvisols sont très localisés.

Les loess weichséliens du Kochersberg sont très calcaires, plus de 30 % à Achenheim-Bossenrot et plus de 25 % à Ittenheim (Griselin et al. 2021). Ils présentent un cortège de minéraux argileux très différents des loess saaliens riches en smectites hérités du substrat oligocène. Leur absence dans les loess weichseliens témoigne d'un changement de sources sédimentaires. Dans les profils présentés ici, les lits sableux rencontrés dans les loess de Schaffhouse-près-Seltz et de Betschdorf n'ont pas été mis en évidence. Ils sont pourtant présents sur la bordure nord-est du Kochersberg au sud d'Eckwersheim en contrehaut du cône alluviale de la Zorn (Blanchard et al. 2020 ; Michler et al. 2020 ; Thomas et al. 2020 ; Wuscher et al. 2021). À Pfulgriesheim et Achenheim « *Bossenrott* », les loess brunâtres observés dans la moitié inférieure des dépôts occupent la même position stratigraphique et pourraient être équivalent au faciès sableux. Ceci indiquerait des vents efficaces du NNO.

Fig. 119 : Épaisseur de la couverture pédologique entre la base de l'horizon labouré et le sommet des loess mesurée lors des diagnostics archéologiques du tronçon 2 du Contournement Ouest de Strasbourg. Les sites néolithiques vérifiés lors de fouilles ont été positionnés d'après Croutsch et al. (2020).

À la surface des loess du Kochersberg, les luvisols sont rares. Ils sont présents au nord-est du Kochersberg dans le secteur des loess sableux (Blanchard et al. 2020 ; Michler et al. 2020 ; Thomas et al. 2020), sur de fortes pentes, largement supérieures à 10 %. Leur expression tient donc plus à la nature de la roche mère qu'à l'érosion agricole. Cette dernière est pourtant importante, surtout à l'Holocène récent (Schneider et al. 2014 ; Schneider, Ertlen 2017). Elle est cependant localisée, l'hypothèse de troncatures massives n'étant pas compatible avec les très nombreux sites archéologiques conservés dans toutes les positions topographiques.

Chap. 5 : Les loess, observations complémentaires

Ce chapitre regroupe des données complémentaires sur les loess d'Alsace situés dans différents ensembles géomorphologiques, au nord de Brumath, sur la terrasse de Schiltigheim à l'ouest de Strasbourg, dans les collines d'Obernai, de Colmar et dans le Sundgau au sud de Mulhouse. Leur distribution résulte de celle de multiples opérations d'archéologie préventive nous ayant donné accès à ces dépôts.

Malgré leur moindre importance, ces séquences complémentaires apportent des éléments sur l'épaisseur des formations loessiques weichseliennes et des formations holocènes qui en découlent. Elles alimentent également des réflexions spatiales sur plusieurs points abordés dans les chapitres consacrés à Betschdorf, Schaffhouse et au Kochersberg autour de Pfulgriesheim :
• le sol de l'interglaciaire eemien (Steinbourg, Bischoffsheim, Rosheim, Eguisheim et Morschwiller)
• les formations de colluvions et les pédocomplexes du Début Glaciaire weichselien, du Pléniglaciaire inférieur et du Pléniglaciaire moyen (Bischoffsheim, Eguisheim)
• les loess, les sables soufflés et les gleys du Pléniglaciaire supérieur (Geudertheim, Niederschaeffolsheim, Achenheim, Strasbourg, Wolfisheim, Mundolsheim…)
• la pédogenèse tardiglaciaire et holocène (Morschwiller, Niederschaeffolsheim..)
• l'érosion des sols à l'Holocène (Hésingue)

Les loess d'Erstein et d'Holtzheim, qui constituent le terme supérieur de séquences alluviales, sont traités quant à eux dans les chapitres consacrés au Rhin et à la Bruche.

La plupart des sites présentés sont issus de diagnostics archéologiques. Ils sont documentés par plusieurs sondages répartis sur des emprises de 1 à 17 hectares, ce qui assure une certaine représentativité aux profils retenus et présentés. Trois autres profils sont issus de fouilles archéologiques, menés à Geudertheim, Strasbourg et Morschwiller. Les coupes de Bischoffsheim ont quant à elles été mises au jour lors de travaux de terrassements préalablement à la construction d'immeubles collectifs. Des vestiges archéologiques sont associés à la plupart des sites exposés. Comme pour les trois sites de référence présentés dans les chapitres précédents les coupes ont été nettoyées, dessinées et décrites. Des datations par luminescence stimulée optiquement (OSL), ainsi que quelques lames-minces et analyses pédo-sédimentaires, viennent compléter les approches de terrain et les corrélations de proche en proche. Les données sont présentées par grands ensembles géographiques, du nord au sud de la région.

5.1. Plateau au nord de Brumath

Au nord de Brumath, entre la Zorn et la Moder, se développe un vaste plateau d'un peu moins de 6 km de large pour environ 13 km de long qui surplombe les vallées de la Zorn, de la Moder et du Rhin de 30 à 40 m (Fig. 120). De la plaine du Rhin, il s'élève progressivement vers l'ouest et à partir de Mommenheim, son relief devient plus marqué et laisse place progressivement à un ensemble de collines de quelques kilomètres carrés. Le drainage est assuré par une multitude de petits vallons organisés autour des vallées de la Zinsel, du Lienbach,

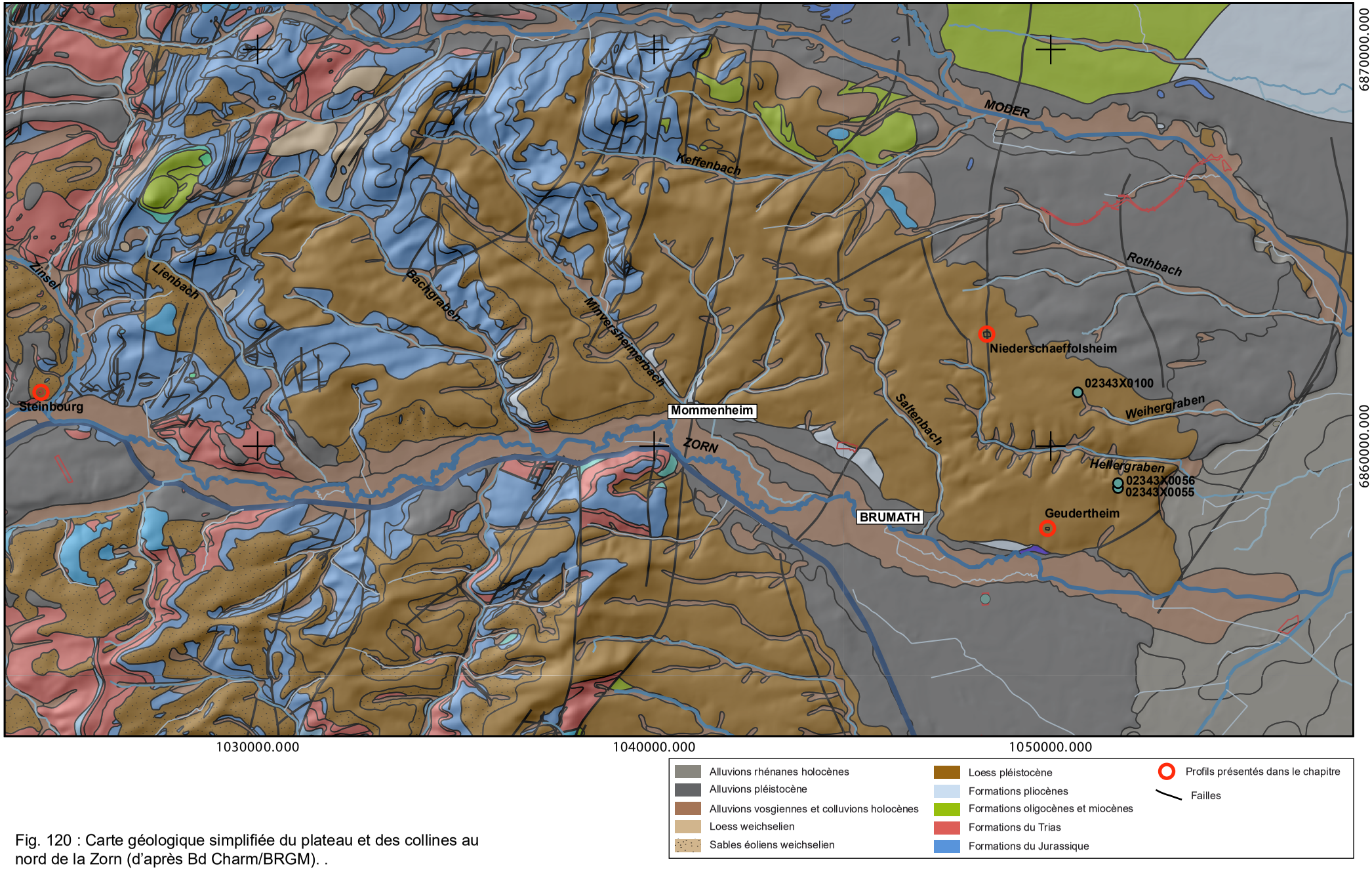


Fig. 120 : Carte géologique simplifiée du plateau et des collines au nord de la Zorn (d'après Bd Charm/BRGM). .

du Bachgraben et du Minversheimerbach, orientées nord-ouest/sud-est. Au nord et à l'est, le Keffenbach et le Hellergraben suivent quant à eux une organisation est/ouest.

La partie occidentale de ces collines, à l'ouest de Mommenheim, appartient encore au Champ de Fractures de Saverne, des terrains secondaires de natures diverses, marnes calcaires et grès, extrêmement faillés (Fig. 120). À l'est de Mommenheim, le soubassement des collines serait constitué de sables, de graviers et d'argiles pliocènes (Blanalt et al. 1972), mais le plateau est entièrement couvert de loess et les coupes et forages sur lesquels s'appuie la carte géologique sont peu nombreux et non localisés. De plus, les nouvelles données de la carte révisée d'Haguenau (Ménillet 2015) contredisent certaines conclusions de la carte de Brumath. Ainsi, le toit du Pliocène dans tout ce secteur ne dépasserait guère 155 m NGF (Ménillet, communication orale).

De fait, le soubassement du secteur est très peu connu. L'épaisse couverture loessique réputée représenter plusieurs cycles glaciaire-interglaciaire explique cette méconnaissance. Ainsi, même si les dépôts quaternaires de la carte géologique de Saverne sont bien détaillés, avec la présentation de plusieurs profils (Ménillet et al. 1979), les données manquent sur l'épaisseur des loess weichseliens. Les forages archivés par le BRGM sont ainsi surtout abondants au nord de Mommenheim où certains d'entre eux indiquent jusqu'à 20 m de loess. Ils sont difficiles à utiliser, le Weichselien n'étant pas individualisé, et les loess reposent bien souvent sur des altérites des marnes tertiaires par toujours facile à identifier clairement, comme nous l'avons vu sur le Kocherseberg. À l'est, plus près du Rhin, quelques sondages du BRGM indiquent des profondeurs autour du Hellergraben. Le sondage 02343X0100 à l'est de Weitbruch démarre avec 10 m de sables argileux brun rouge attribués au Pleistocène moyen et n'a pas mis au jour de loess. Entre Weitbruch et Bietlenheim, le forage 02343X0055 indique quant à lui 12 m de loess reposant sur des sables et le forage 02343X0056 17 m de loess dont la base n'a pas été atteinte. S'il est tentant de voir ici des épaisseurs comparables à celles de Schaffhouse-près-Seltz, les données disponibles ne permettent pas de distinguer clairement les loess weichseliens des cycles précédents.

Trois opérations archéologiques apportent de nouveaux éléments à la connaissance des loess et paléosols du dernier cycle climatique de ce vaste secteur qui peut être approché d'est en ouest par une fouille à Geudertheim et deux diagnostics à Niederschaeffolsheim et Steinbourg.

5.1.1 Geudertheim

Une fouille menée à l'automne 2014 a été l'occasion de faire quelques observations dans les loess au nord de Brumath, en rebord de plateau (Rault 2016, Fig. 120). Deux profils ont été documentés (Fig. 121).

Les niveaux les plus anciens mis au jour dans le profil 54 sont des sables fins et moyens orangés (unité 9, Fig. 121, Tab. 26) Ils sont recouverts par des lits de sables fins orangés à roses alternant avec des limons argileux gris avec quelques fragments de coquilles millimétriques (unité 8) et des lits de sables limoneux calcaires beiges blancs alternant avec des limons-argileux gris contenant des fragments de poupées calcaires remaniées (unité 7). On passe ensuite latéralement au profil 48, le raccord stratigraphique étant assuré par des limons sableux calcaires beiges (unité 6). À partir de la base de l'unité 5, la succession stratigraphique devient brune et nettement plus argileuse. Les unités 4 et 3 présentent une structure prismatique et des enduits argileux sur les faces des prismes. Elles sont recouvertes par des limons légèrement sableux brun gris qui ont livré quelques tessons antiques (unité 2). Les unités 5 à 2 ne sont pas présentes sur l'ensemble de la parcelle fouillée. Elles sont cantonnées au nord où elles dessinent un bombement linéaire en bordure de parcelle. La succession se termine avec l'unité 1, des limons légèrement sablo-argileux brun gris sombre labourés également présents au sommet du profil 54. Le décapage mécanique a mis au jour un ensemble de structures archéologiques de la Tène ancienne (environ 450 avant notre ère) dans le secteur où l'unité 1 repose directement sur l'unité 6.

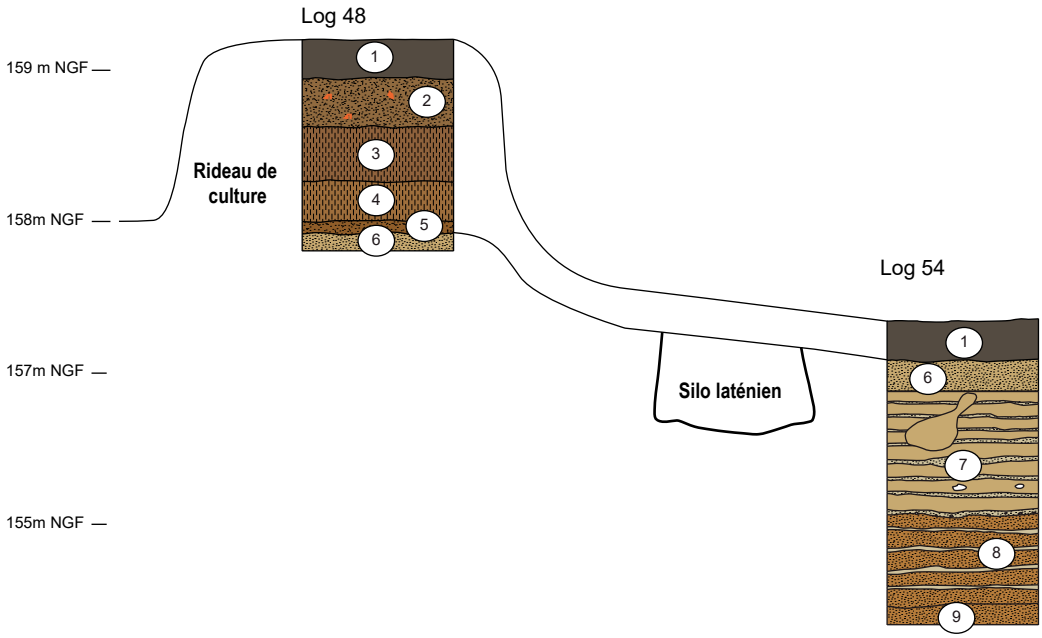


Fig. 121 : Geudertheim : profils stratigraphiques et position des vestiges archéologiques de la Tène ancienne (environ 450 ans avant notre ère).

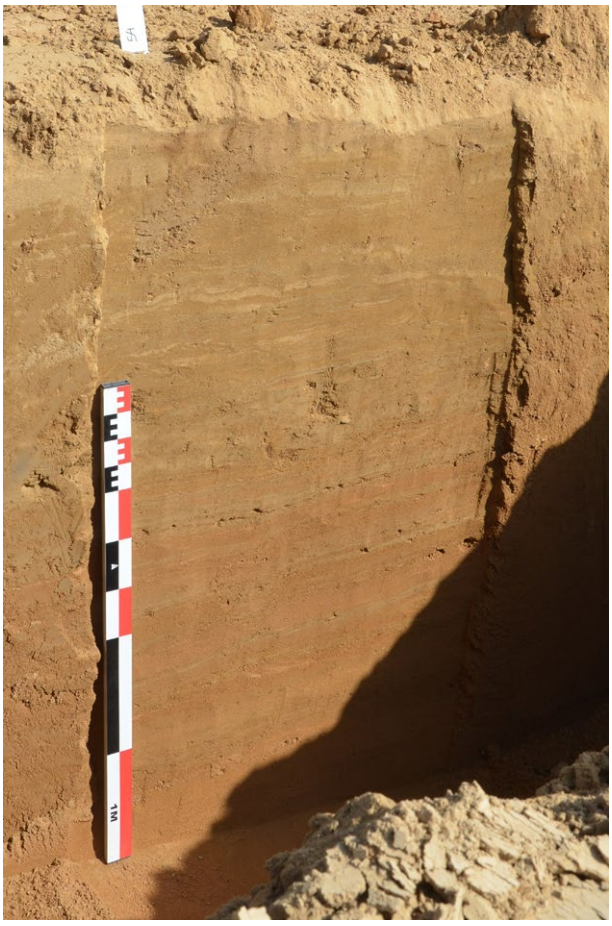


Fig. 122 : Geudertheim, vue des loess et des sables lités (unités 8 et 7).



Fig. 123 : Geudertheim, vue du sol tardiglaciaire et holocène localisé conservé dans un ackerberg (unités 5 à 1).

Unité	Épaisseur	Description
1	0,26 m	limons légèrement sablo-argileux, brun gris sombre, horizon labouré
2	0,32 m	limons légèrement sableux, brun gris (10YR5/3), structure massive bioturbée ; résence de quelques tessons antiques.
3	0,36 m	limons argileux, brun (10YR4/3 à 10YR4/4), structure prismatique à polyédrique, enduits argileux sur les faces des prismes
4	0,26 m	limons argileux, brun hétérogène à mottes jaunes, structure massive à prismatique, présence d'enduits argileux brun sur les faces des prismes
5	0,07 m	limons légèrement argileux, brun sombre (10YR4/4), structure massive bioturbée à grumeleuse
6	0,21 m	limons sableux calcaires, beige, structure massive légèrement bioturbée
7	0,8 m	lits de sables limoneux calcaires beiges blancs et lits limono-argileux gris. Présence de poupées calcaires remaniées. Présence d'un terrier centimétrique rempli de loess
8	0,6 m	lits de sables fins rose orange et de limons argileux gris, quelques fragments de coquilles millimétriques
9	Base non atteinte	sables fins et sables moyens orange rose, structure particulaire

Tab. 26 : Geudertheim : description des unités mises au jour.

À peine effleurée, il est difficile d'interpréter l'unité 9, alluvions anciennes ou sables soufflés pléistocènes. Les sables et limons lités des unités 9 à 7 sont des dépôts loessiques périglaciaires (Fig. 122). Les litages sont liés à une alternance de dépôts loessiques et de sables soufflés issues des alluvions des vallées vosgiennes. La base de cet ensemble périglaciaire est composée de matériaux de provenance locale. Les sédiments se chargent progressivement en particules loessiques qui deviennent majoritaires dans l'unité 7. Ces dépôts lités évoquent ceux du Pléniglaciaire supérieur décrits à Betschdorf et Schaffhouse-près-Seltz.

Les unités 5 à 3 sont le résultat de l'évolution pédologique des loess depuis la fin de la dernière période glaciaire, il y a environ 14500 ans (Fig. 123). L'horizon sombre de base (unité 5), qui présente une structure très bioturbée, est interprété comme le lambeau d'un horizon iso-humique antérieur au développement pédologique des unités 4 et 3 qui présentent des enduits argileux typiques d'un horizon Bt. La présence de plages centimétriques beige-jaune dans l'unité 4 témoigne de la complexité de ce développement. La structure et les fragments de céramiques antiques de l'unité 2 sont des caractères d'un dépôt de colluvions. Cette formation de forme linéaire est un ackerberg (ou crête de labour), un bombement en bord de parcelle du fait de l'accumulation de mottes de terre au moment où la charrue fait demi-tour (Callot 1980).). En dehors de cette structure agraire, l'horizon de labour actuel repose directement sur les loess de l'unité 6, ce qui témoigne d'une érosion du sol. Les profils des nombreux silos de la Tène ancienne (environ 450 avant notre ère) mis au jour par la fouille (Fig. 124) permettent d'estimer à une cinquantaine de centimètres la tranche de sol érodée par les mises en culture depuis 2500 ans (Gransar 2002).



Fig. 124 : Geudertheim, silo de la Tène ancienne (environ 450 avant notre ère) qui permet d'estimer à une cinquantaine de centimètre la tranche de sol érodée depuis 2500 ans dans la zone où la base de l'horizon labouré correspond au sommet des loess (photo : E. Rault/ AA).

5.1.2 Niederschaeffolsheim

Le diagnostic archéologique se situe sur un versant à faible pente orienté à l'est (Croutsch et Wuscher 2019). Quatre profils d'un peu plus d'1,5 m de profondeur ont fait l'objet d'une description détaillée et ont livré la même succession stratigraphique.

À la base du profil, l'unité 6 est constituée de limons calcaires légèrement sableux gris clair. Son terme supérieur (unité 5) est décarbonaté et gris-brun. Elle est traversée par des lisérés d'oxydes de fer qui dessinent des cellules de 40 cm de diamètre (Fig. 125, Fig. 126, Fig. 127 et Tab. 27). L'unité 4 marque un changement de couleur et de texture. Elle est constituée de lits de limons brun jaune et de limons argileux bruns dont la structure massive a été bioturbée. L'unité 3, des limons argileux, présente une couleur brun-orangé et une structure prismatique marquée, avec des enduits argileux sur les faces de prismes. Elle est coiffée par l'unité 2, des limons bruns légèrement sableux qui contiennent quelques fragments de terre cuite. Au sommet, l'unité 1 est plus organique et sa structure a été compactée par les labours.

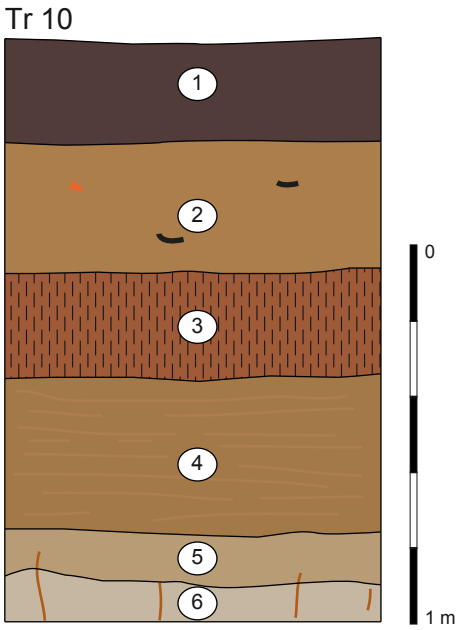


Fig. 125 : Niederschaeffolsheim, coupe stratigraphique de la tranchée 10 représentative du site.



Fig. 126 : Niederschaeffolsheim, vue de la succession stratigraphique de la tranchée 3, similaire à celle de la tranchée 10.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,28 m	limons légèrement sableux, brun gris, structure massive bioturbée
2	0,34 m	limons légèrement sableux, brun
3	0,28 m	limons argileux, brun orangé, structure prismatique, enduits argileux sur les faces des prismes
4	0,4 m	Lits de limons brun jaunes et de limons argileux bruns, structure massive bioturbée
5	0,12 m	limons gris brun, structure massive bioturbée
6	Base non atteinte	limons légèrement sableux, gris clair, filaments d'oxydes de fer diffus qui dessinent des cellules de 40 cm de diamètre, présence de fragments de coquilles de mollusques

Tab. 27 : Niederschaeffolsheim, description des unités mises au jour.



Fig. 127 : Niederschaeffolsheim, vue en plan du gley de toundra, l'unité 6, présent à la base des profils ; la tranchée est large de trois mètres.

La couleur, les filaments d'oxydes de fer et les espèces de mollusques de l'unité 6 sont typiques d'un gley de toundra. Son sommet, l'unité 5, a été décarbonaté suite au développement pédologique des unités sus-jacentes. La couleur et la teneur en argiles des unités 4 à 1 sont des marques de pédogénèse de rang interglaciaire dont la position stratigraphique permet une attribution au Tardiglaciaire et à l'Holocène. À la base, l'alternance de lits limoneux et de lits limono-argileux évoquent des limons à doublets (Lautridou 1985), un faciès décrit à Schaffhouse-près-Seltz. Les enduits argileux de l'unité 3 sont un des traits caractéristiques d'un horizon Bt de sol brun lessivé. Le caractère faiblement argileux de l'unité 2 évoque quant à lui un horizon éluvié, même si la présence de fragments de terre cuite pourrait résulter d'un remaniement le long du versant.

5.1.3 Steinbourg

Le diagnostic archéologique mené à Steinbourg se trouve à l'est du village, sur un versant à faible pente orienté ENE (Chosson 2018). D'après la carte géologique, il serait localisé sur une terrasse alluviale notée Fw, dont le sommet domine le cours actuel de la Zorn d'une vingtaine de mètres. Un seul sondage a été creusé.

L'horizon le plus ancien reconnu (unité 7) est constitué de limons argileux brun-rouge avec des plages centimétriques grises (Fig. 128, Fig. 129 et Tab. 28). Il est surmonté par des limons argileux brun-rouge avec des bandes de limons gris clair, des filaments d'oxydes de fer, et une structure massive à prismatique (unité 6). La succession se poursuit avec des lits de limons gris et des lits de limons légèrement argileux brun oxydés (unité 5), des limons légèrement sableux gris avec des nodules d'oxydes de manganèse (unité 4) et des limons légèrement sableux beige hétérogène avec des nodules d'oxydes de manganèse, des plages plus claires et des filaments d'oxydes de fer (unité 3). L'unité 2 tranche par sa texture plus argileuse et surtout par sa couleur brun rouge marquée et par les enduits argileux sur les faces des prismes. Une structure du premier âge du Fer s'ouvre au sommet de cette unité.

Le caractère argileux et les enduits argileux observés sur les faces des prismes de l'unité 2 sont des caractères typiques d'un horizon BT de sol brun lessivé, un sol de rang interglaciaire. La couleur et la teneur en argiles des unités 7 et 6 sont également la conséquence d'une évolution pédologique de rang interglaciaire, mais la structure a été détruite par des cycles de gel-dégel également responsables de la formation de l'unité 5, des dépôts flués depuis l'unité 6 alternant avec des limons légèrement sableux gris qui présentent les traits de dépôts loessiques ruisselés et lessivés qui deviennent la composante principale de l'unité 4. L'unité 3 est un dépôt loessique périglaciaire.

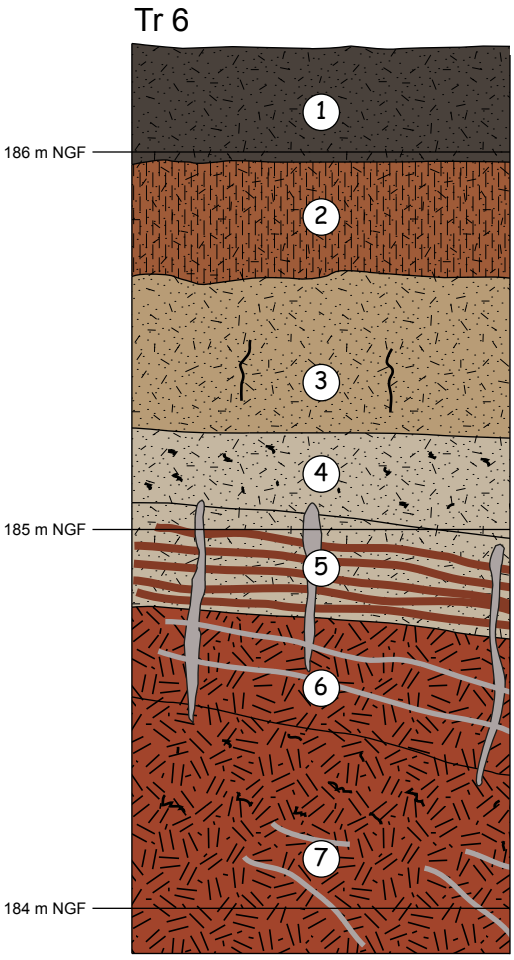


Fig. 128 : Steinbourg, coupe stratigraphique.



Fig. 129 : Steinbourg, vue du profil.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,3 m	limons légèrement sableux, brun gris, structure massive bioturbée à polyédrique
2	0,29 m	limons argilo-sableux, brun légèrement rouge, structure prismatique bioturbée, présence de discrets enduits argileux, quelques plages plus claires (0,5 cm de diamètre pour quelques cm de long)
3	0,42 m	limons légèrement sableux, beige hétérogène, nodules d'oxydes de manganèse (2 à 3 mm de diamètre), plages plus claires et filaments d'oxydes de fer
4	0,27 m	limons légèrement sableux, gris, nodules d'oxydes de manganèse (3 mm de diamètre moyen, 8 mm de diamètre maximum), structure massive bioturbée à grumeleuse
5	0,26 m	lits de limons légèrement argileux brun oxydés et lits de limons très légèrement argileux gris, structure massive à prismatique
6	0,33 m	limons argileux brun rouge et bandes de limons gris clair avec des filaments d'oxydes de fer, structure massive à prismatique
7	Base non atteinte	limons argileux, brun rouge, structure massive hétérogène effondrée, nodules d'oxydes de manganèse (2 à 3 mm de diamètre), plages centimétriques grises

Tab. 28 : Steinbourg, description des unités mises au jour.

Au final, la succession stratigraphique mise au jour représente un interglaciaire, des dépôts périglaciaires peu épais et le sol développé depuis le Tardiglaciaire. Au vu des connaissances sur la dynamique des dépôts loessiques, il est très probable que les unités 4 et 3 ne représentent qu'un intervalle de quelques milliers d'années de la dernière période glaciaire.

5.1.4 Synthèse sur le plateau au nord de Brumath

La mise en évidence d'un paléosol probablement eemien à moins de deux mètres de profondeur à Steinbourg montre que les loess weichseliens du Champ de Fractures sont peu épais. Comme indiqué sur les cartes géologiques, ils sont aussi discontinus. À l'est, plus près du Rhin, la base du Pléniglaciaire supérieur n'a pour l'instant pas été atteinte. D'après le relief du secteur et les rares forages du BRGM, il est tentant de voir ici des épaisseurs comparables à celles de Schaffhouse-près-Seltz. Mais les données sont encore trop peu nombreuses pour confirmer cette première impression.

Malgré le peu de données disponibles dans ce vaste secteur, la mise en évidence de loess et de sables lités recouverts par un dépôt de loess à Geudertheim présente un grand intérêt sur les dynamiques éoliennes locales. Ces dépôts évoquent ceux mis en évidence à Bestchdorf et Schaffhouse-près-Seltz. IIs peuvent venir du nord, de la vallée de la Moder ou de la Rothbach, où le sondage 02343X0100 à l'est de Weitbruch indique des sables brun rouge. Ils peuvent également provenir de la Zorn, mais seraient liés dans cette perspective à des vents issus du sud. D'autres profils sont nécessaires pour conforter ces premières observations.

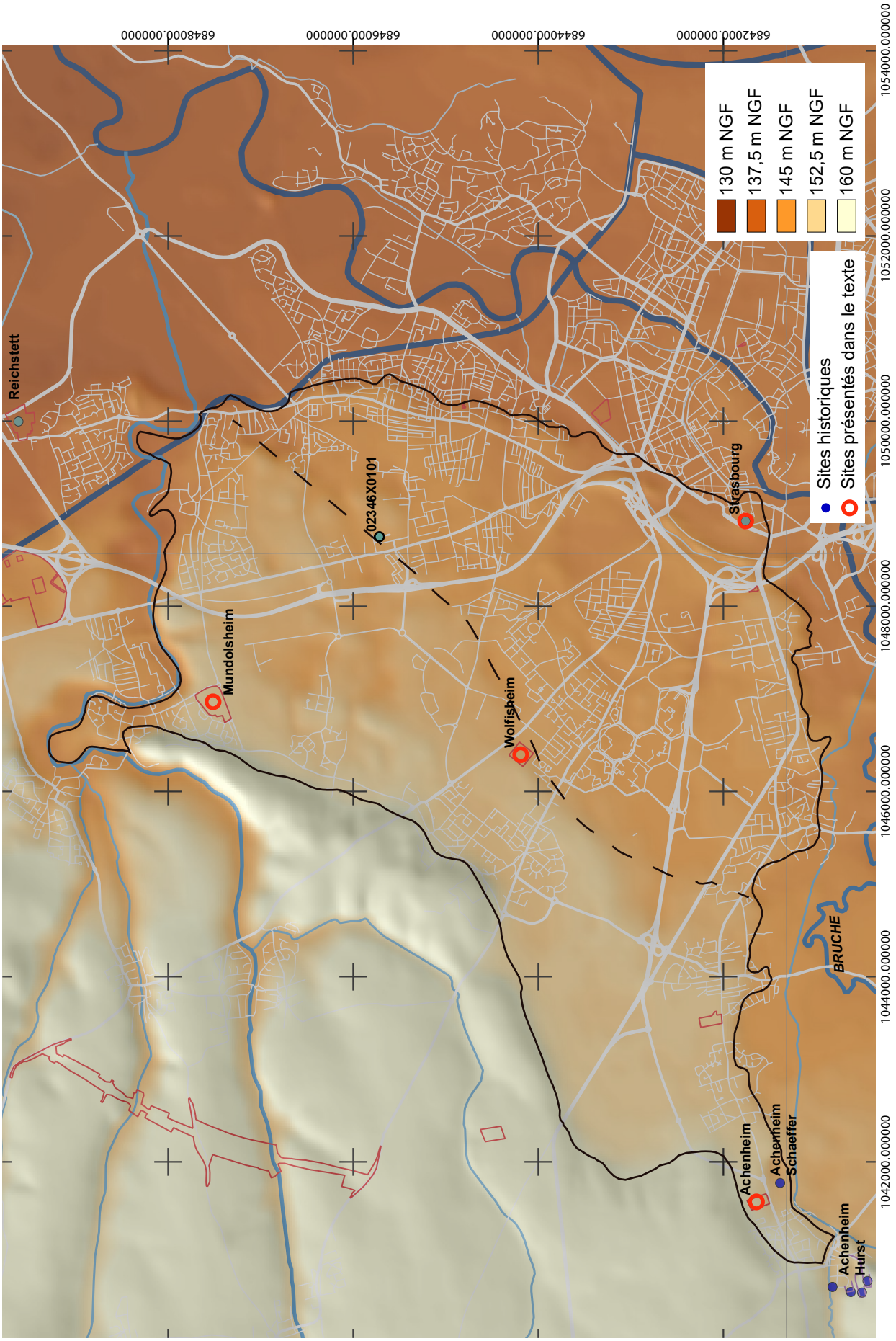
À Niederschaeffolsheim, au sommet des loess, un gley de toundra a été mis en évidence à un peu plus d'un mètre de profondeur. Il évoque les paléosols du Pléniglaciaire supérieur étudiés à Schaffhouse-près-Seltz, sans qu'il ne soit possible de préciser à quel interstade il faut le rattacher. Sa faible profondeur et l'absence d'un tel sol à Geudertheim témoignent d'un bilan sédimentaire relativement faible pour la période, en relation avec des phases d'érosion, ou simplement avec un éloignement plus important du Rhin et des sources sédimentaires.

La surface des trois sites est caractérisée par la présence d'un luvisol, qui est différent dans chacun des trois profils. Ces différences se situent surtout dans les horizons profonds, comme à Niederschaeffolsheim, où sa base est constituée de limons à doublets, déjà mis en évidence à Schaffhouse-près-Seltz. Elles semblent donc plutôt en relation avec les matériaux parentaux et les phases précoces des pédogénèses qu'avec les trajectoires récentes en rapport avec les mises en culture. D'autres observations sont nécessaires pour préciser cette hypothèse. À Geudertheim, le luvisol n'est conservé que sous une accumulation de colluvions déposées en limite de parcelle. Dans le secteur où il est absent, les structures archéologiques de la Tène ancienne (environ 450 ans avant notre ère) témoignent de l'érosion d'une tranche de cinquante centimètres depuis 2500 ans, ce qui apparaît relativement modéré.

5.2. Les loess de la terrasse de Schiltigheim

À l'ouest de Strasbourg, s'étale une vaste terrasse alluviale couverte de loess, la terrasse de Schiltigheim (Maire et al. 1971), délimitée au sud par la Bruche, au nord par la Souffel et à l'est par la plaine du Rhin. Les données topographiques de l'IGN (MNT 25) montrent que sa surface est subdivisée en deux ensembles (Fig. 130). Le toit de l'ensemble ouest, se situe autour de 150 m NGF. Il domine respectivement le cours actuel de la Bruche, de la Souffel et du Rhin, d'environ cinq, sept et dix mètres. Le toit de l'ensemble est se situe entre 145 et 143 m NGF. Il est plus irrégulier et ses limites sont plus diffuses. D'après les forages du BRGM (www.infoterre.fr), la couverture loessique est plus dilatée à l'ouest, avec des épaisseurs autour de 10 m. Elle est plus réduite à l'est, entre 7 et 8 m, comme par exemple dans le sondage 02346X0101 à l'ouest de Bischeim, où elle est épaisse de 8 m et repose sur des limons alluviaux et des tourbes. La morphologie de la terrasse de Schiltigheim apparaît ainsi liée à l'épaisseur des loess et non pas à l'évolution des dynamiques alluviales

La couverture loessique de la terrasse de Schiltigheim a été décrite et étudiée à Achenheim sur les flancs de l'ancienne briqueterie Schaeffer devenue « Matériaux de construction, S.A. » (Puisségur 1965), maintenant groupe Wienerberger. Trois ensembles loessiques ont été distingués et reposent sur des alluvions sableuses vosgiennes roses (Puisségur 1965) : de 11,1 à 8,8 mètres de profondeur, un complexe de sols marque le bilan de l'interglaciaire eemien (environ entre 130 000 et 110 000 ans avant le Présent) et du Début Glaciaire weich-


130 m NGF
137,5 m NGF
145 m NGF
152,5 m NGF
160 m NGF
Sites historiques
Sites présentés dans le texte
Reichstett
02346X0101
Strasbourg
Mundolsheim
Wolfisheim
BRUCHE
Achenheim
Achenheim Schaeffer
Achenheim Hurst
684200.000000
684400.000000
684600.000000
684800.000000
1042000.000000
1044000.000000
1046000.000000
1048000.000000
1050000.000000
1052000.000000
1054000.000000

selien (environ entre 110 000 et 70 000 ans avant le Présent) ; de 8,8 à 4,95 m de profondeur, sont décrits des loess argileux, avec des horizons pédologiques faiblement exprimés et cryoturbés au sommet ; de 4,95 à 0,95 m de profondeur, la succession se termine avec des loess blancs, avec intercalations de deux zones rubéfiées qui peuvent correspondre à des gleys de toundra. Plusieurs vestiges archéologiques ont été trouvés dans cette carrière (Forrer 1920 ; Wernert 1957). Ainsi, le complexe pédologique de base a livré quelques restes d'ours, de renne, de cerf et d'éléphant antique (Wernert 1957, page 27), tandis qu'entre 9,5 et 8 mètres, une faune abondante a été recueillie (cheval, renne, rhinocéros laineux, mammouth, grands bovidés..), accompagnée de « quelques outils en pierre taillée atypiques du Paléolithique moyen (...) moustéroïde » (Wernert 1957, pages 15, 26 et 27). Enfin, vers cinq mètres de profondeur, quelques restes de rennes, de rares restes de chevaux, de rhinocéros laineux et de mammouths, ainsi que quelques pièces lithiques attribuées au Paléolithique supérieur ont été découverts (faciès « aurignacoïde » ; Wernert 1957, page 26) ; c'est dans ce niveau que Forrer aurait observé un foyer (Forrer 1920).

Quatre opérations archéologiques récentes ont permis de préciser la nature de la couverture loessique, à l'ouest, à l'est, au centre et au nord de la terrasse de Schiltigheim, respectivement à Achenheim, Strasbourg, Wolfisheim et Mundolsheim.

5.2.1 Achenheim « *Hirschberg* »

À Achenheim, un diagnostic archéologique a été mené en 2015 (Leprovost et Wuscher 2015), une centaine de mètres au nord de la coupe étudiée par Puissegur (1965). Le terrain présente une pente très légère du nord vers le sud, la partie au nord, vers le talus d'Achenheim, étant légèrement plus élevée. Deux sondages profonds ont été ouverts, tranchée 7, à 155 m NGF, et tranchée 46, à 153,5 m NGF (Fig. 131). Le premier est discuté de manière détaillé. Le second permet d'appréhender les variations latérales de faciès.

La succession mise au jour est constituée d'une alternance de limons gris avec des filaments d'oxydes ferro-manganiques (unités 9, 7 et 5) et des limons brun beige (unités 8 et 6, Fig. 131, Fig. 132 et Tab. 29) coiffés par des limons beiges (unité 4). Le toit de ces unités, sauf celui des unités 5 et 4, est marqué par des involutions centimétriques. La succession se termine avec les unités 3 à 1, brunes et relativement plus argileuses. Les limites de ces unités sont diffuses et marquées par des chenaux biologiques, d'un à cinq centimètres de diamètre. De nombreuses structures du Néolithique et de l'âge du Bronze s'ouvrent au sommet de l'unité 2, mais la lecture de leurs limites n'est évidente qu'à partir de l'unité 4 du fait de la bioturbation très poussée des unités 3 à 1. Dans ses grandes lignes, la succession stratigraphique de la tranchée 46, plus bas sur le versant, est très similaire à celle de la tranchée 7. Les involutions sont ici nettement plus marquées. En outre, trois unités supplémentaires ont été mises en évidence, des limons beiges bruns, les unités 9 et 10 et des limons gris, l'unité 11.

Les limons beiges et gris, 9 à 4, présentent les caractères typiques de dépôts périglaciaires, avec trois gleys de toundra, 9, 7 et 5. Un gley supplémentaire a été observé à la base du profil de la tranchée 46. Les involutions observées au sommet de ces unités sont liées à des cycles gel-dégel, dont l'expression est plus marquée sur versant. La succession est similaire à celle mise au jour à Achenheim Bossenrot (Moine et al. 2017) et datée du Pléniglaciaire supérieur (Moine et al. en cours). Les unités brunes 3 à 1 sont les horizons d'un sol, résultat de la transformation pédologique des matériaux loessiques en conditions interglaciaires. La limite inférieure et le caractère calcaire de ce sol sont les traits d'un sol brun calcaire. Les nombreuses structures archéologiques du Néolithique et de l'âge du Bronze mises au jour témoignent d'une érosion holocène modérée dans le secteur.

Fig. 130 : Ci-contre, terrasse de Schiltigheim, topographie (IGN MNT 25), localisation des sites étudiés dans le passé et des profils présentés dans le texte. Le liséré noir représente la limite de la terrasse d'après la carte géologique. Le trait en pointillés marque la limite interne observée dans la topographie.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,3 m	limons légèrement argileux, brun sombre, structure labourée
2	0,36 m	limons argileux, brun légèrement orangé, structure prismatique à polyédrique très bioturbée
3	0,36 m	limons légèrement argileux, brun, structure bioturbée à massive, pseudomycelium assez abondant
4	0,44 m	limons légèrement sableux, beige, structure massive bioturbée, pseudomycelium peu abondant
5	0,44 m	limons sableux, gris beige, structure massive bioturbée (chenaux racinaires vides de sédiments de 1 mm de diamètre pour quelques centimètres de long), quelques oxydes ferro-manganiqes (nodules de 0,5 mm de diamètre), présence de rhizolithes (1 à 2 mm de diamètre pour quelques centimètres de long), pseudomycelium rare. Une fissure de quelques millimètres de large s'ouvre au milieu de l'unité et traverse l'unité sous-jacente (6)
6	0,54 m	limons sableux, brun beige, structure massive bioturbée (chenaux racinaires de 2 à 3 mm de diamètre pour quelques centimètres de long), quelques oxydes ferro-manganiqes (nodules de 0,5 mm de diamètre)
7	0,34 m	limons sableux, gris, structure massive légèrement bioturbée, quelques nodules ferro-manganiques (0,5 mm de diamètre) en grappes isolées, présence d'un terrier fossile de quelques centimètres de diamètre à remplissage plus beige. L'unité peut-être subdivisé en 3 sous-unités, avec une unité légèrement plus brune au centre
8	0,42 m	limons sableux, brun beige, structure massive bioturbée (chenaux racinaires vides de sédiments de 1 à 2 mm de diamètre pour quelques centimètres de long)
9	Base non atteinte	limons sableux, gris, structure massive, présence de lamines discrètes fortement déformées, quelques filaments oxydés reprennent le tracé des lamines, présence de poupées calcaires de 2 à 3 cm de diamètre

Tab. 29 : Achenheim, « *Hirschberg* », description des unités mises au jour.



Fig. 131 : Achenheim, « *Hirschberg* », vue de la tranchée 7. Noter les horizons gris clairs du palier du bas qui correspondent aux gleys de toundra et le sol brun calcaire, dont la moitié inférieure est sombre et marquée par des carbonatations secondaires sous la forme de pseudomycelium.

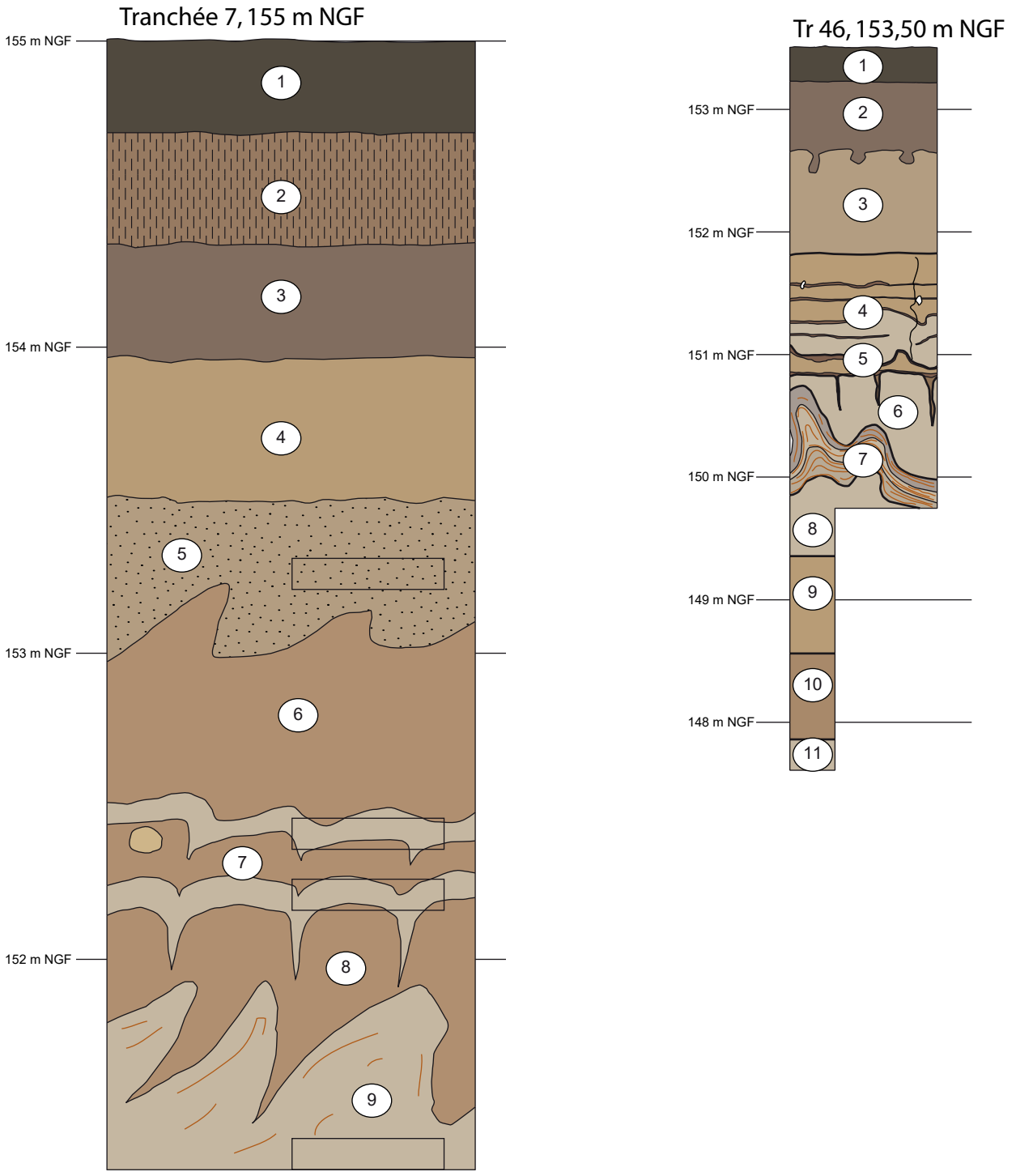


Fig. 132 : Achenheim, « *Hirschberg* », successions stratigraphiques rencontrées. Les unités de la tranchées 7 sont présentées dans le tableau 4 et discutées dans le texte. La succession stratigraphique de la tranchée 46 est constituée des unités suivantes : unité 1 : limons argileux, brun sombre, très compact, structure labourée ; unité 2 : limons argileux, brun sombre, structure prismatique bioturbée ; a moitié inférieure de l'unité est moins argileuse et plus bioturbée, mais ces caractères ne permettent pas de définir clairement une sous-unité ; unité 3 : limons sableux, beige, structure massive bioturbée, présence de poupées calcaires sub-circulaires (1 à 2 cm de diamètre) ; unité 4 : limons sableux beiges et lentilles limono-argileuses brunes d'un à deux centimètres d'épaisseur comprenant des nodules ferro-manganiques (1 à 2 mm de diamètre), structure massive à lamellaire, présence de poupées calcaires (2 à 4 cm de diamètre) ; unité 5 : lentilles limono-argileuses brunes et lentilles beiges de limons beiges avec nodules ferro-manganiques (1 mm de diamètre) ; unité 6 : limons sableux, gris blanc, structure massive, un réseau de polygones (cellules d'environ 40 cm) s'ouvre au sommet de l'unité ; unité 7 : lamines de limons sableux, des filaments d'oxydes de fer ocres soulignent les lamines; l'unité est très fortement cryoturbée ; unité 8 : limons sableux, gris blanc; unité observée à partir du tas de déblais de la pelle mécanique ; unité 9 : limons sableux, brun beige ; unité 10 : limons sableux, brun ; unité 11 : limons sableux, gris.

5.2.2 Strasbourg « rue Martin Bucer »

L'hypothèse du développement de la ville de Strasbourg sur des îlots de lœss a été émise au début du XXe siècle (Forrer 1927, pages 17 à 19), sans que des données stratigraphiques ne soient présentées pour l'étayer, hormis la mention, sans profondeur et sans description des sédiments, de la découverte au XVIIIe siècle d'une mâchoire de rhinocéros pléistocène sous la place Kléber. Au contraire, l'examen des limons présents sous les remblais de la cathédrale de Strasbourg a permis de les interpréter comme des alluvions et non pas comme des lœss (Dubois et Gœttsch 1946). Seul le quartier de la gare, jusqu'à la rue Saint-Michel, sondé en 1935, semble constituer le prolongement le plus oriental de la terrasse de Schiltigheim (Dubois et Dubois 1955). Une fouille archéologique menée en 2014 rue Martin Bucer a été l'occasion d'étudier un profil dans les loess du secteur (Werlé 2016). La succession stratigraphique a par la suite fait l'objet de deux datations par luminescence stimulée optiquement.

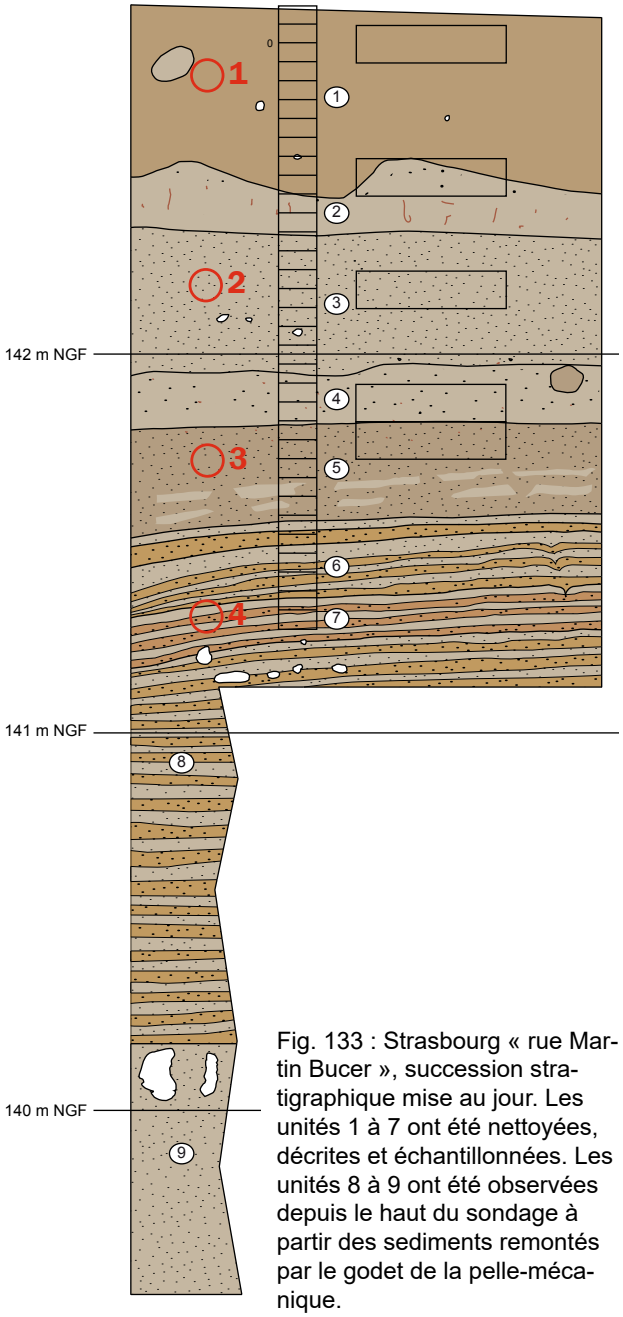


Fig. 133 : Strasbourg « rue Martin Bucer », succession stratigraphique mise au jour. Les unités 1 à 7 ont été nettoyées, décrites et échantillonnées. Les unités 8 à 9 ont été observées depuis le haut du sondage à partir des sediments remontés par le godet de la pelle-mécanique.



Fig. 134 : Strasbourg « rue Martin Bucer », vue des unités 1 à 7.

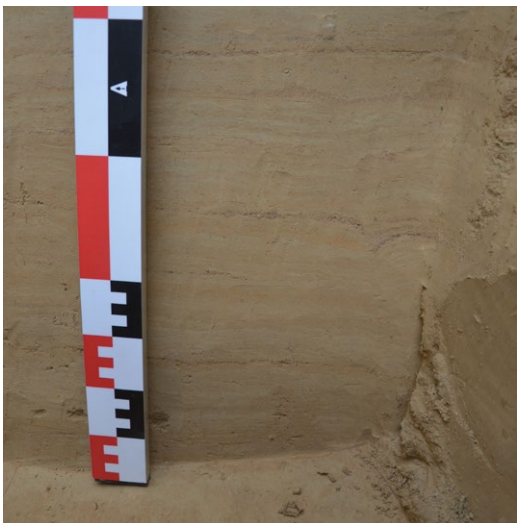


Fig. 135 : Strasbourg « rue Martin Bucer », vue de détail des lamines sableuses de l'unité 7.

5.2.2.1 Strasbourg « rue Martin Bucer », données de terrain

L'unité 9, la plus ancienne observée autour de 140 m NGF, est constituée de limons sableux, beige gris, avec des grosses poupées calcaires de 5 à 6 cm de diamètre pour 10 à 15 cm de long (Fig. 133, Fig. 134 et Tab. 30). Elle est recouverte par des unités constituées de limons et de sables lités, les unités 8 à 6 (Fig. 135). La succession stratigraphique se poursuit avec les unités 5 à 2, des limons beiges à beige-gris avec des nodules ferro-manganiques et des coquilles de mollusques. Elle se termine avec des limons beige-orange (unité 1).

Unité	Épaisseur	Description
1	Sommet rémanié	limons légèrement sableux, beige orangé (10YR5/8 à 10YR6/6), structure bioturbée (pédotubules de quelques millimètres de diamètre pour quelques centimètres de long dont le remplissage est identique à l'encaissant), présence d'un terrier fossile d'un peu moins d'une dizaine de centimètres rempli de limons beiges, pseudomycelium (2 à 3/5)
2	0,16 m	limons légèrement sableux, beige gris, structure massive, nodules d'oxydes de manganèse (0,5 mm de diamètre, 3/5), filaments d'oxydes de fer ocre (quelques millimètres de diamètre pour quelques centimètres de long)
3	0,34 m	limons sableux, beige gris (2,5Y7/4 à 2,5Y6/4), structure massive légèrement bioturbée, (pédotubules de quelques millimètres de diamètre pour quelques centimètres de long dont le remplissage est identique à l'encaissant), nodules d'oxydes ferro-manganiques noirs (0,5 mm de diamètre, 1 à 2/5)
4	0,14 m	limons légèrement sableux, structure massive bioturbée, beige, présence d'un terrier fossile d'un peu moins d'une dizaine de centimètres rempli de limons beiges, nodules ferro-manganiques ocres (3 mm de diamètre, 2 à 3/5), nodules ferro-manganiques noirs (0,5 à 1 mm de diamètre, 3 à 4/5)
5	0,24 m	limons sableux, brun jaune clair (10YR6/3 à 2,5Y6/4), structure massive, des lits se devinent encore au sein de l'unité, nombreuses coquilles entières, pseudomycelium (1/5), nodules d'oxydes ferro-manganiques (0,5 mm de diamètre, 3/5)
6	0,20 m	alternance de lentilles d'1 à 2 cm d'épaisseur de sables fins limoneux beiges et de sables fins à moyens orange, noirs et de limons légèrement argileux beige orangés
7	0,12 m	identique à 6 mais les lentilles sont plus argileuses et plus orangées (10YR 6/6)
8	1,06 m	unité observée depuis le haut du sondage, identique à 6
9	Base non atteinte	unité observée depuis le haut du sondage, limons sableux, beige gris, grosses poupées calcaires de 5 à 6 cm de diamètre pour 10 à 15 cm de long

Tab. 30 : Strasbourg « rue Martin Bucer », description des unités mises au jour.

Les grosses poupées présentes dans l'unité 9 pourraient traduire l'existence d'une phase de pédogénèse de rang interglaciaire sur des loess anciens. Leur position et les processus à l'origine de leur formation devront à l'avenir faire l'objet d'investigations complémentaires, la conservation de loess anciens dans le secteur étant plutôt inattendue si l'on base sur la littérature existante (Puisségur 1965 ; Geissert et al. 1976). Les dépôts lités postérieurs présentent les traits de dépôts éoliens, alors que les unités grises avec des oxydations ferro-manganiques évoquent des gleys de toundra.

La succession des unités 8 à 2 présente les caractères de terrain de dépôts du Pléniglaciaire supérieur déjà rencontrés à Schaffhouse-près-Seltz et Achenheim.

5.2.2.2 Strasbourg « rue Martin Bucer, datations par luminescence stimulée optiquement

Deux échantillons de feldspath des unités 1 et 4 ont été datés à l'université de Freibourg par Frank Preusser avec les méthodes de la luminescence stimulée optiquement (Tab. 31). Les âges obtenus s'échelonnent entre 13,2 ± 0,5 et 19,6 ± 0,8 ka pour l'unité 1 et entre 15,5 ± 0,7 et 22,7 ± 1 ka pour l'unité 4. Les âges IR50 paraissent légèrement trop jeunes, la date de l'unité 1 se situant déjà dans le Tardiglaciaire. L'ensemble des résultats place les dépôts dans la seconde partie du Pléniglaciaire supérieur.

Lab code	Depth (cm)	W%	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka-1)	N	od	De IR50 (Gy)	De pIR150 (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR150 (ka)
STRAS-1F	77	15±5	1.37±0.09	8.90±0.60	3.06±0.19	3.18±0.13	150-200	20	0.07/0.07	41.96±0.68	62.37±1.07	13.2±0.5
STRAS-4F	210	15±5	1.32±0.09	8.60±0.50	2.97±0.18	3.06±0.13	150-200	20	0.10/0.09	47.59±1.15	69.64±1.42	15.5±0.7

Tab. 31 : Strasbourg, « Martin Bucer », datations obtenues par luminescence stimulée optiquement (Frank Preusser, Université de Freibourg).

5.2.3 Wolfisheim « les Vergers du Fort »

Un sondage de quatre mètres de profondeur a été creusé dans le cadre d'un diagnostic archéologique à Wolfisheim (Croutsch 2019).

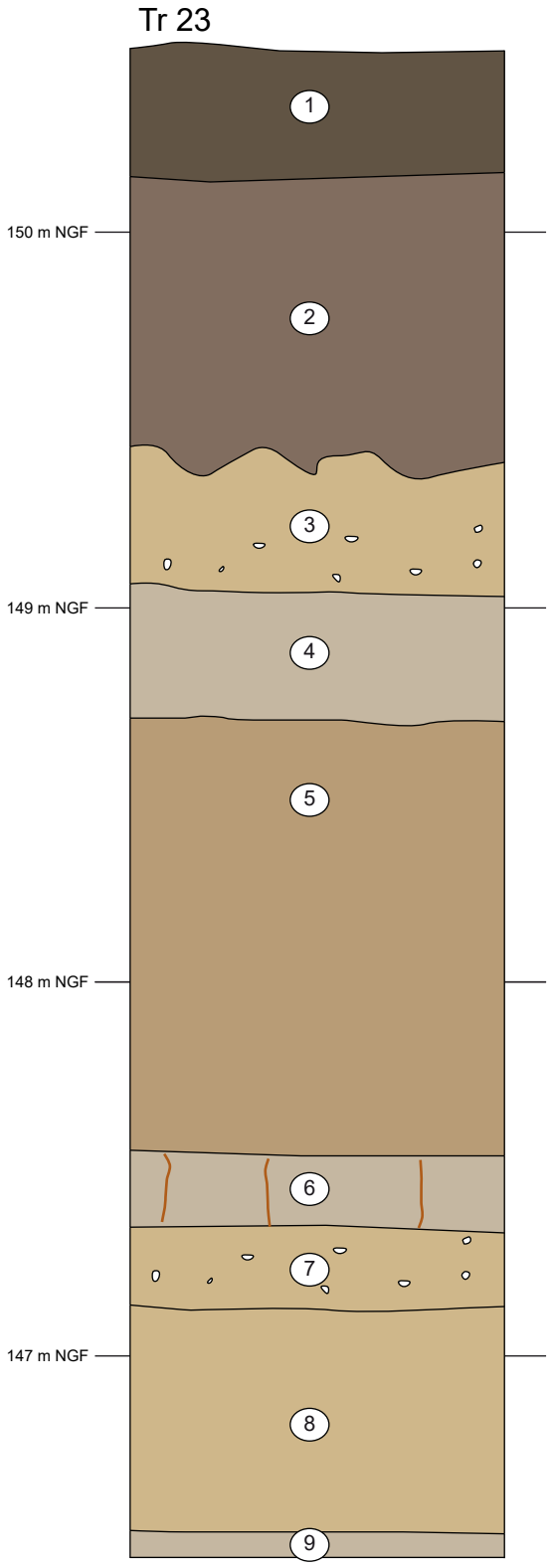


Fig. 136 : Wolfisheim « les Vergers du Fort ».

La succession stratigraphique mise au jour est constituée d'une alternance de limons gris avec des oxydations ferro-manganiques et de limons beiges (Fig. 136 et Tab. 32). Les unités 2 et 1 sont plus argileuses et brunes. A leur base, a été mis en évidence un fossé gallo-romain et des fosses protohistoriques.

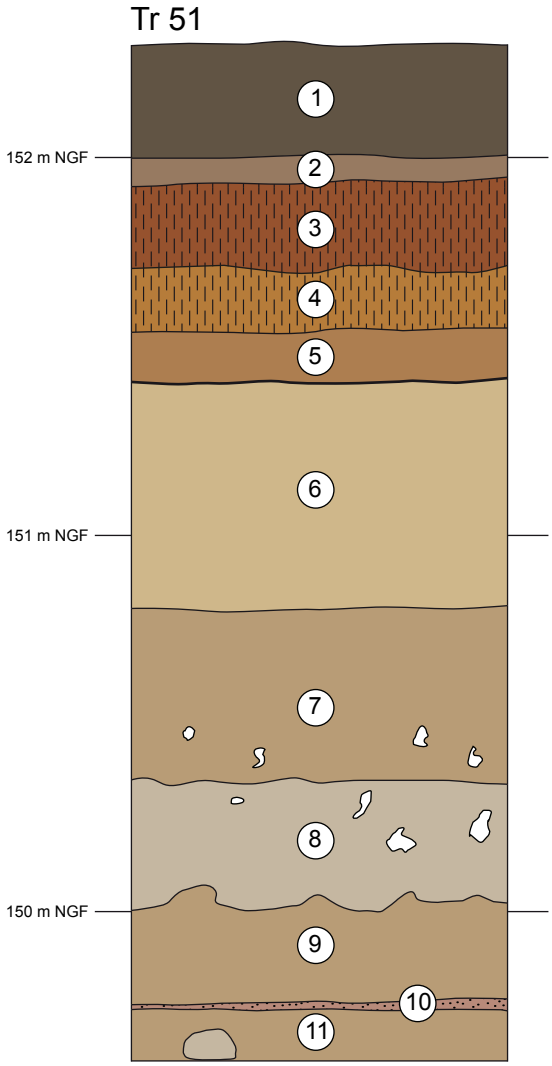
Les limons beiges et gris, 9 à 3, présentent les caractères typiques de dépôts périglaciaires, avec trois gleys de toundra, 9, 6 et 4. La succession est similaire à celle mise au jour à Achenheim « *Bossenrot* » (Moine et al. 2017), datée du Pléniglaciaire supérieur (Moine et al. en cours) et à celle d'Achenheim, le « *Hirschberg* », exposée précédemment. L'unité 2 est quant à elle le résultat de la transformation pédologique de ces matériaux en conditions interglaciaires. Sa limite inférieure diffuse et son caractère calcaire sont les traits d'un sol brun calcaire.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,32 m	limons, brun sombre, structure labourée
2	0,74 m	limons argileux, brun
3	0,36 m	limons, beige, poupées calcaires centimétriques
4	0,32 m	limons, gris, discrètes oxydations ferro-manganiques
5	1,14 m	limons, beige brun
6	0,19 m	limons, beige gris, oxydations ferro-manganiques qui dessinent des petits polygones
7	0,22 m	limons, beige, quelques poupées calcaires centimétriques
8	0,59 m	limons, beige brun
9	Base non atteinte	limons, gris

Tab. 32 : Wolfisheim « les Vergers du Fort », description des unités mises au jour.

5.2.4 Mundolsheim « Quartier du Parc »

Trois sondages ont été documentés lors d'un diagnostic archéologique mené à Mundolsheim (Vauthier 2016).



L'unité 11, la plus ancienne rencontrée, est constituée de limons légèrement sableux, beige-brun (Fig. 137 et Tab. 33). Elle est recouverte par un lit sableux rose peu épais (unité 10). La succession se poursuit avec des limons brun beige (unité 9), des limons gris avec des oxydes ferro-manganiques (unité 8), des limons brun-beige (unité 7), et des limons beiges (unité 6). La couleur nettement plus brune et la teneur en argiles de l'unité 5 marquent une rupture dans le profil. La structure prismatique marquée par des enduits argileux caractérise quant à elle les unités 4 et 3. La succession se termine avec des limons bruns à structure massive bioturbée (unité 2) et des limons brun sombre marqués par les labours actuels (unité 1).

Les limons beiges et gris, unités 11 à 6, présentent les caractères typiques de dépôts périglaciaires, avec des sables gréseux soufflés (unité 10), et un gley de toundra (unité 8). La présence d'un lit de sables gréseux témoigne de la contribution d'une source sédimentaire locale, probablement le cône de la Zorn, situé quelques kilomètres plus au nord. Cette succession évoque celle décrite à Schaffhouse-près-Seltz.

Les unités 5 à 1 sont les horizons d'un sol brun lessivé développé en contexte interglaciaire, avec un horizon BT, les unités 4 et 3, caractéristique de ce type de sol.

Fig. 137 : Mundolsheim « Quartier du Parc », profil stratigraphique.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,3 m	limons légèrement argileux, brun sombre, structure labourée
2	0,07 m	limons, brun structure massive bioturbée
3	0,22 m	limons argileux, brun sombre, structure prismatique bioturbée, enduits argileux sur les faces des prismes
4	0,17 m	limons argileux, brun avec des plages centimétriques beiges, structure prismatique légèrement bioturbée, , enduits argileux sur les faces des prismes
5	0,14 m	limons bruns, structure massive
6	0,58 m	limons sableux, beige, structure massive
7	0,44 m	limons légèrement sableux, beige brun, présence de poupées calcaires centimétriques dans la moitié inférieure de l'unité
8	0,34 m	limons légèrement sableux, gris blanc, structure massive, oxydes de manganèse diffus (nodules d'environ 1 mm de diamètre), présence de poupées calcaires centimétriques
9	0,26 m	limons légèrement sableux, beige brun, structure massive
10	0,03 m	sables roses
11	Base non atteinte	limons légèrement sableux, beige brun, structure massive, présence de tâches centimétriques plus claires (terriers fossiles ?)

Tab. 33 : Mundolsheim « Quartier du Parc », description des unités mises au jour.

5.2.5 Synthèse sur les loess de la terrasse de Schiltigheim

Les nouveaux profils présentés ici, même si leur base n'a pas été atteinte, confirment les épaisseurs importantes de loess weichseliens déjà révélés par Puisségur (1965). A Strasbourg, les poupées calcaires décimétriques mises au jour vers 3 m de profondeur liées à une phase de pédogénèse de rang interglaciaire tempèrent toutefois ce constat, même si d'autres profils doivent étayer cette observation pour confirmer la présence de loess anciens aussi proches du Rhin.

L'observation de sables roses soufflés du Pléniglaciaire supérieur à la base des loess de Mundolsheim et à Strasbourg « rue Martin Bucer », confirme la contribution de sources sédimentaires locales déjà révélée à Schaffhouse-près-Seltz, Betschdorf et Geudertheim. Cantonnés jusqu'à preuve du contraire sur les bordures nord et est de la terrasse de Schiltigheim, ces sédiments paraissent originaires du cône de la Zorn et indiqueraient donc des vents dominants du nord. Les successions stratigraphiques décrites comprennent également des gleys de toundra, développés vraisemblablement au Pléniglaciaire supérieur. La méconnaissance des séquences du Pléniglaciaire moyen et inférieur ne nous permet pas d'être plus affirmatif. L'épaisseur de moins de 2 m semble témoigner d'un bilan sédimentaire plus important que dans les collines au nord de Brumath, mais qui reste relativement modéré pour la fin de la période, après 22 ka.

Alors que le sol à la surface des loess a été enlevé à Strasbourg - rue Martin Bucer, probablement au cours du Moyen-Age lors de l'aménagement du quartier, il est épais d'1 m à Achenheim, Mundolsheim et Wolfisheim. À Achenheim et Wolfisheim, il présente les caractères d'un sol brun calcaire. Seuls les profils de Mundolsheim, au nord de la terrasse de Schiltigheim, ont exposé un luvisol. Ces deux types de sol ont aussi été mis en évidence à Strasbourg Koenigshoffen, où des luvisols évoluent latéralement en sols bruns calcaires (voir par exemple Flotté et al., 2019). Cette coexistence s'explique difficilement par un rajeunissement de certaines portions de la terrasse, dans un secteur où les pentes sont inférieures à 0,3 %. Surtout cette hypothèse est infirmée par la bonne conservation des vestiges archéologiques découverts, les plus anciens étant néolithiques. Dans l'attente d'analyses sédimentaires et géochimiques complémentaires, si on considère que les loess ont partout la même teneur en carbonates, il est tentant de voir ces différences comme des héritages périglaciaires, la décarbonatation, préalable nécessaire à la formation des luvisols, étant surtout active en contexte froid, en relation avec la dégradation d'un pergélisol et la fonte de neige (Van Vliet-Lanoë 2005).

5.3. Les collines d'Obernai et la terrasse de Dorlisheim

Les collines d'Obernai constituent la terminaison méridionale du Champ de Fractures de Saverne, secteur découpé par un réseau serré de failles responsable de l'affleurement de terrains variés, des grès, des calcaires et des marnes d'âges secondaire et tertiaire. Elles sont constituées de deux croupes voisines, le Mont-National et le Bischenberg, séparées par un thalweg orienté ESE-ONO et façonnées dans des marnes calcaires jurassiques coiffées par le conglomérat côtier oligocène (Fig. 138). Les versants exposés au sud-ouest et au nord-ouest sont raides et le substrat jurassique n'est jamais très profond, alors que les versants exposés au nord-est et à l'est sont plus doux et couverts de loess qui ont livré des ossements de cerf et des fragments de bois de renne (Théobald 1955a).

Au pied de ces collines, entre Dorlisheim, Geispolsheim et Obernai, s'étale une vaste terrasse en forme de cône, délimitée au nord par la Bruche et au sud par le Rosenmeer, un petit affluent de l'Ehn. Ces deux cours d'eau l'ont incisé sur près de 20 m de haut. Vers l'ouest, le toit de la terrasse se situe à 192 mètres NGF et passe à 160 mètres NGF à Geispolsheim à l'est. Au sud, à hauteur d'Obernai, son toit se situe autour de 180 mètres NGF. La pente de cette terrasse est donc d'environ 0,4 % vers l'est et de 0,2 % vers le sud. Cette terrasse a été déposée par la Bruche et a été attribuée au Pléistocène moyen sur la base de restes de de *mammuthus trogontheri* découverts dans les alluvions sableuses (Théobald 1970). Elle est recouverte par 2 à 3 mètres de lœss constitués de deux séries, un « loess récent (…) jaune paille à coquilles de mollusques (…) et à très pe-

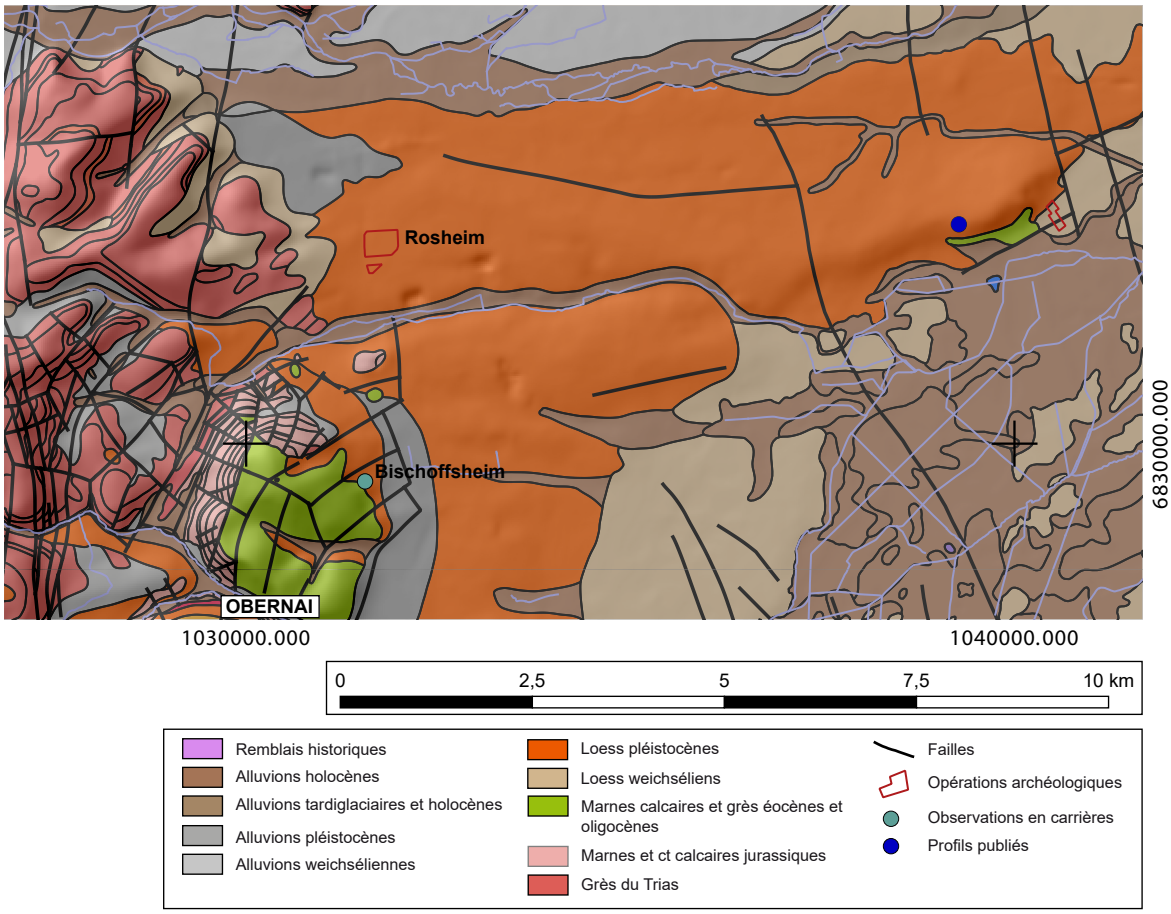


Fig. 138 : Carte géologique simplifiée des collines d'Obernai (d'après Bd Charm/BRGM) et localisation des sites présentés.

tites poupées de la grosseur d'une noix » et « un loess moyen (…) à grosses poupées cloisonnées, lehmifié en surface (Llm). À la base se trouve un lœss remanié avec traces de solifluction » (Théobald 1955b). Mazenot et Wernert n'ont pas retrouvé ces deux séries à Bischoffsheim et Roseim. « Un *loess jaune pâle* avec *taches jaune brun*, à nombreuses vermiculations blanches, consistant, assez dur, mais cassant, un peu sableux, très riche en poupées creuses souvent éclatées et réparties dans toute la masse » est décrit. Il est coiffé par « un lehm brun rouge, non totalement décalcifié (…) sur 0,50 m à 1 m ». Son contenu malacologique, avec *Succinea oblonga* variété *schumacheri* peut permettre une attribution au « Loess récent inférieur », mais « les nombreuses poupées creuses et éclatées qui le truffent (…) parlent en faveur du Loess ancien (…) supérieur » (Mazenot 1963).

Des coupes mises au jour lors de travaux de terrassement à Bischoffsheim et d'un diagnostic archéologique à Rosheim (Koziol 2015) apportent des données sur l'épaisseur et la nature des paléosols et des loess eemiens et weichseliens sur le flanc oriental du Bischenberg et sur la terrasse alluviale au pied des collines d'Obernai.

5.3.1 Bischoffsheim

Au nord d'Obernai, sur le flanc oriental du Bischenberg, à Bischoffhseim, le talus en bordure de la rue du Kilbs (Fig. 139) expose un paléosol argileux rouge-brun. Des terrassements menés à Bischoffsheim, au 22 rue Sans Soucis, préalablement à la construction de deux immeubles collectifs, ont mis au jour fin juillet 2017, quelques centaines de mètres plus au sud, une succession loessique épaisse de près de sept mètres comparable à celle de la rue Kilbs et comprenant plusieurs paléosols (Fig. 140). Deux paliers ont été façonnés par les travaux de terrassement, mettant au jour quatre coupes talutées, la coupe nord n'étant pas lisible. La succession



Fig. 139 : Bischoffsheim, rue Kilbs.



Fig. 140 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, vue générale du site. Noter le complexe de sols de rang interstadiaire et interglaciaire au milieu de la coupe. L'ensemble est déformé par un réseau de failles normales.

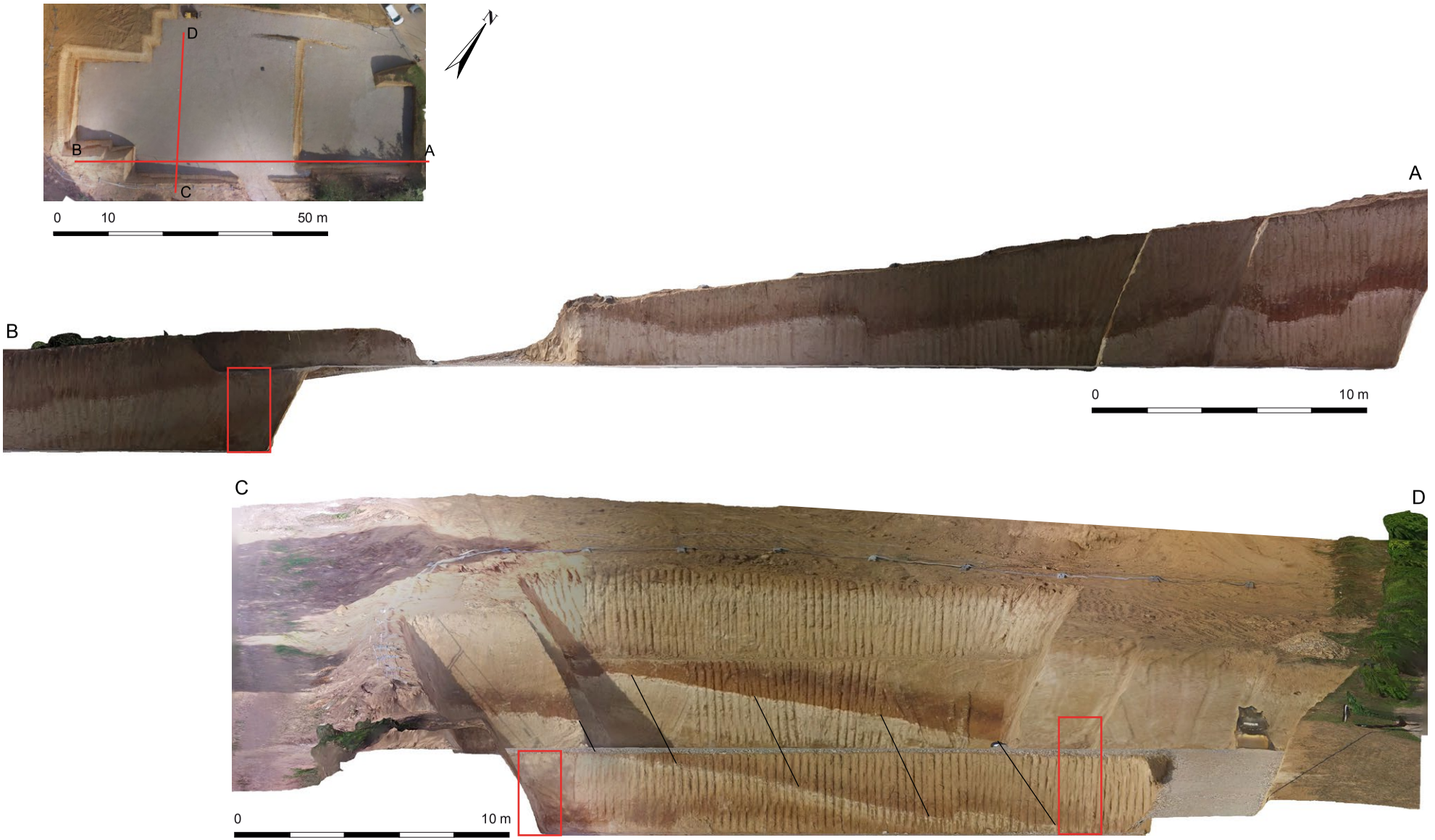


Fig. 141 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, coupes SO-NE et SE-NO avec emplacements des logs (rectangles rouges, levé drone : Florian Basoge/Archéologie Alsace). En haut, noter le complexe pédologique central marqué par des déformations cassantes. En bas, le complexe pédologique central, au milieu du profil au premier plan et au milieu du profil au second plan, paraît dédoublé, ce qui tient à la pente et à la position des coupes, parallèles aux courbes de niveau.



Fig. 142 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, vue du complexe de paléosols et position des prélèvements pour datations OSL et pour analyses micromorphologiques et sédimentologiques.

stratigraphique présente un dénivelé vers le nord-est. Surtout, elle est découpée par des failles normales qui présentent des rejets de 0,5 à 1 m et qui séparent des compartiments de 4 à 5 m de long (Fig. 140). Un levé en trois dimensions a été mené au drone par Florian Basoge (Archéologie Alsace, Fig. 141) et des levés détaillés ont été réalisés sur les complexes de sols présents au centre et à la base de la coupe (Fig. 141 et Fig. 142).

Unité	Épaisseur	Description
1	0,27 m	limons, brun-sombre
2	0,07 m	limons argileux, brun
3	0,88 m	limons, beige, quelques poupées calcaires centimétriques
4	0,6 m	limons légèrement argileux, beige-brun, gravillons calcaires plus ou moins émoussés, structure bioturbée à massive, pseudomycelium peu abondants
5	0,3 m	limons légèrement argileux, brun-beige, gravillons calcaires plus ou moins émoussés, structure bioturbée grumeleuse, pseudomycelium
6	0,3 m	limons argileux, brun, gravillons calcaires plus ou moins émoussés, structure bioturbée à grumeleuse, pédotubules centimétriques remplis de limons beiges, rares pseudomycelium
7	0,32 m	limons argileux, brun sombre, quelques gravillons calcaires plus ou moins émoussés, plages centimétriques argileuse brun rouge (idem unité 8)
8	0,26 m	limons argileux, brun-rouge, structure massive bioturbée, l'unité présente localement des faces luisantes (slickensides)
9	1 m	limons légèrement sableux, beige, poupées centimétriques (septarias)
10	0,77 m	limons, beige-brun, gravillons calcaires plus ou moins émoussés, structure massive bioturbée
11	0,72 m	limons argileux, brun-orange, structure massive bioturbée à polyédrique
12	Base non atteinte	limons, beige, poupées calcaires décimétriques

Tab. 34 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, description des unités rencontrées

Les niveaux les plus anciens mis au jour sont des limons beiges marqués de poupées calcaires décimétriques (unité 12, Fig. 143 et Tab. 34). Ils sont coiffés par des limons argileux brun orange qui présentent une structure bioturbée et des polyèdres peu exprimés (unité 11). La succession stratigraphique se poursuit avec des limons beige brun bioturbés qui contiennent des gravillons calcaires (unité 10) fossilisés par des limons beiges avec des poupées calcaires centimétriques (unité 9). Des limons argileux brun-rouge avec une structure massive bioturbée et localement des faces luisantes (unité 8) se développent sur les limons beiges. Ils sont surmontés par des limons argileux brun sombre avec quelques gravillons calcaires et des plages centimétriques brun-rouge (unité 7). Cet horizon sombre est recouvert par des limons légèrement argileux brun beige avec des gravillons calcaires et une structure bioturbée (unités 6, 5 et 4). La succession stratigraphique se termine avec des limons beiges qui contiennent quelques poupées calcaires centimétriques (unité 3), une mince pellicule de limons argileux bruns (unité 2) et des limons brun-sombre et organiques (unité 1).

La présence de gravillons calcaires dans la majorité des unités de la succession traduit des apports de versants. Toutefois, les unités 12, 9 et 3, des limons beiges, présentent les caractères de loess déposés lors de maxima de froid et d'aridité. A l'inverse, le caractère argileux et la couleur brun-orange à brun-rouge des unités 11, 8 et 3 indiquent des évolutions pédologiques de rang interglaciaire, mais l'absence d'enduits argileux et leurs limites inférieures diffuses évoquent plutôt des cambisols que des luvisols. La teinte très sombre et les taches brun-rouge de l'unité 7 sont également le fruit d'une évolution pédologique responsable de la formation d'un horizon iso-humique (Fig. 144). En partant du haut de la coupe et en considérant que les loess supérieurs, l'unité 3, ont été déposés durant le dernier cycle glaciaire, l'unité 8 pourrait être attribuée à l'Eemien. L'unité 7 pourrait constituer l'horizon supérieur de l'Eemien ou être l'expression d'un des interstades du Début Glaciaire weichselien. L'unité 11 quant à elle résulterait quant à elle d'un interglaciaire plus ancien.

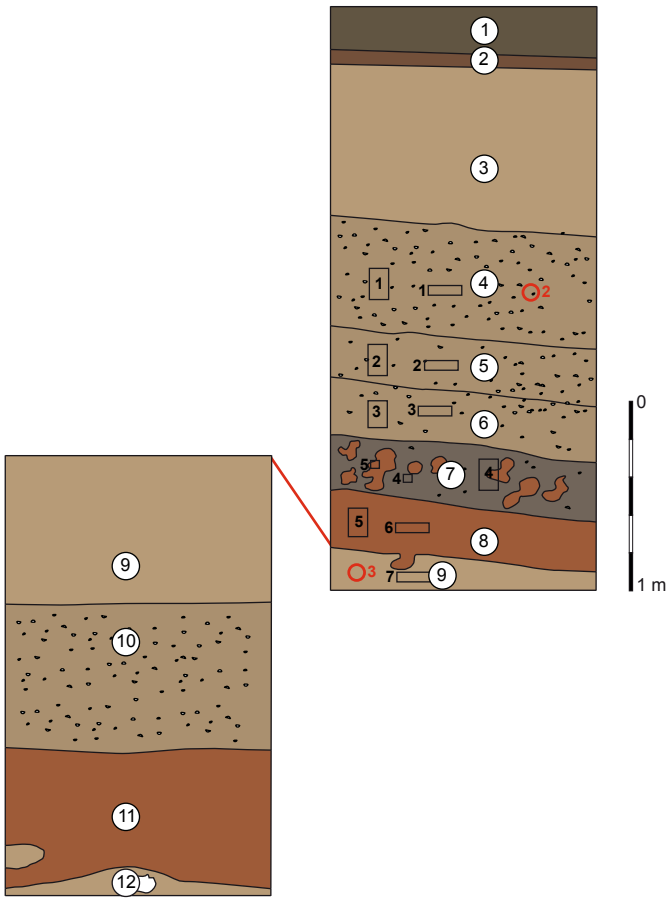


Fig. 143 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, profil stratigraphique.



Fig. 144 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, vue du paléosol sombre, unité 7. Noter les taches centimétriques brun-rouge.

Les failles normales recoupent l'intégralité de la succession stratigraphique, y compris les loess récents. Elles indiquent une extension des dépôts liée à un glissement de la succession loessique sur une couche peu résistante en profondeur. Le mécanisme à l'origine de ces déformations est difficile à déterminer. Sur les versants du Mont National et du Bischenberg, l'existence de glissements liés aux argiles du Lias est évoquée (Théobald 1955a) mais les faciès et les mécanismes n'ont pas été décrits. Au 22 rue Sans Soucis, les déformations pourraient être liées au ramollissement du substrat en profondeur suite à la fonte du pergélisol ou à un séisme. Des déformations liées à la fonte du pergélisol ou à des sapements du versant par une rivière ont fréquemment été décrites dans le nord de la France ou le Bassin de Paris, comme par exemple à Changis-sur-Marne (Bayle et al. 2013) ou à Waziers (Locht et al. 2014). Elles se présentent sous la forme de cellules de 20 à 40 centimètres de long avec des rejets de 5 à 10 cm. À Bischoffsheim, la dimension des cellules et le rejet moyen sont beaucoup plus importants et évoquent plutôt des déformations liées à un tremblement de terre (Baize et al. 2002). Des investigations géophysiques sont en cours pour voir si ces déformations sont liées aux failles présentes dans le substrat (collaboration avec Jochen Hürtgen/Université d'Aix-la-Chapelle, Stéphane Baize/IRSN, Marc Cushing/IRSN et Matthias Zillmer/EOST).

Deux échantillons pour des datations par luminescence ont été prélevés de part et d'autre du complexe de sols central pour vérifier son attribution au complexe Eemien/Début-Glaciaire weichselien. Il a également fait l'objet de prélèvements pour des analyses micromorphologiques et sédimentologiques (Fig. 142 et Fig. 143).

5.3.1.1 Caractères pédosédimentaires

Les courbes de fréquences granulométriques présentent un caractère unimodal avec une majorité de particules de 20 à 40 µm (Fig. 145). Deux maximas sont toutefois notés entre 90 à 100 µm et entre 0,2 et 0,8 µm. Ce dernier est toutefois surtout exprimé dans les horizons 8 et 7 et, dans une moindre mesure, dans les unités 6 et 5. Il est absent dans les unités 7 et 1. De fait, la teneur en argiles montre des variations au sein du profil. De 19,6% dans les loess/unité 9, elle monte à 23,1 % dans les paléosols 8 et 7 et redescend autour de 20% dans les paléosols 6 à 4. Globalement, ces caractères granulométriques détonnent par rapport à des loess plus typiques généralement mieux triés (voir chapitre 4). L'enrichissement en particules grossières est en revanche la conséquence d'apports locaux, probablement issus du versant.

La teneur en carbonates de calcium des loess/unité 9 est de 32,56 %. Dans les paléosols 8 et 7, elle baisse fortement et est comprise entre 4 et 2 %. De 5 % dans le paléosol 6, elle augmente considérablement dans les paléosols 5 et 4, où elle se situe entre 14,6 et 15,9 %.

Au sein du paléosol sombre/unité 7, les taches brun-rouge présentent la même teneur en argiles et en carbonates que le reste de l'horizon. En revanche, leur teneur en carbone total est bien moindre, 0,28 % contre 0,8 %.

5.3.1.2 Caractères micromorphologiques

Limons et sables sont constitués de quartz, de calcaires qui contiennent parfois des fossiles, de muscovites, de feldspaths et de grenats. Quartz et calcaires sont présents dans toutes les unités. Les autres minéraux sont cantonnés dans les loess/unité 9 et dans les horizons bioturbés 6, 5 et 4. Des fragments de coquilles et des granules de lombrics sont abondants dans ces mêmes unités. Ils sont absents de l'horizon brun-rouge (unité 8) et faiblement représentés dans l'horizon noir (unité 7). Cette dernière contient des fragments organiques (Fig. 146 et Tab. 35). La matrice fine est argileuse, calcaire et organique. Ces trois composantes sont plus ou moins abondantes en fonction des horizons. Dans les loess de la base, la matrice est plutôt calcaire. Dans l'horizon brun-rouge/unité 8, elle est argileuse et présente une biréfringence striée. Dans l'horizon sombre/unité 7, les argiles sont masquées par la matière organique, sauf dans les poches brun-rouge où elles présentent les mêmes caractères que dans l'unité 8. Dans les unités 6, 5 et 4, la matrice est plus hétérogène, argilo-calcaire et organique, plus argileuse dans l'unité 6, franchement calcaire dans l'unité 4.

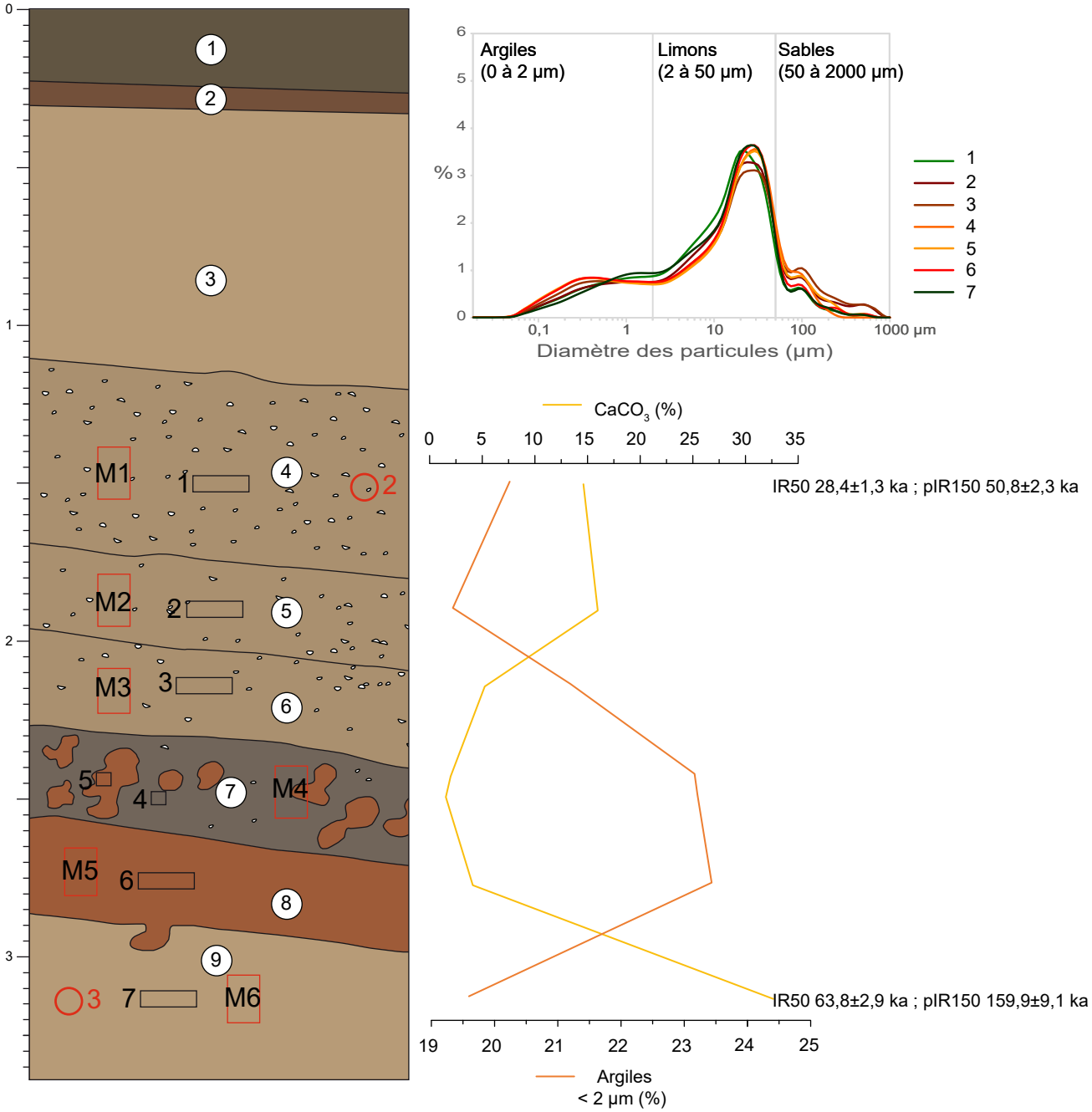
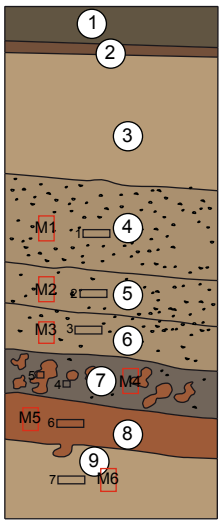
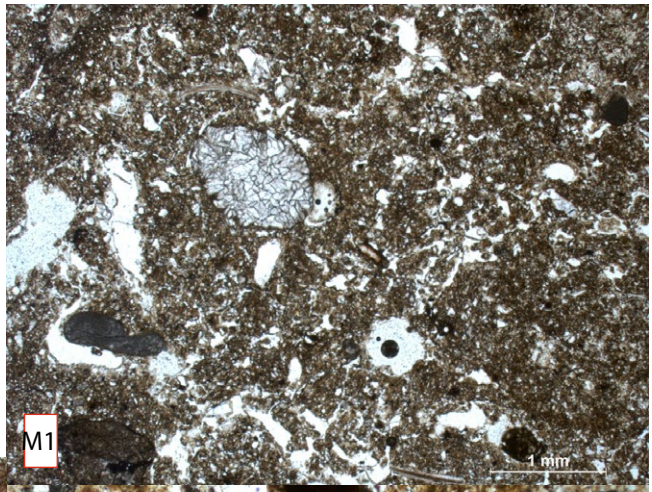


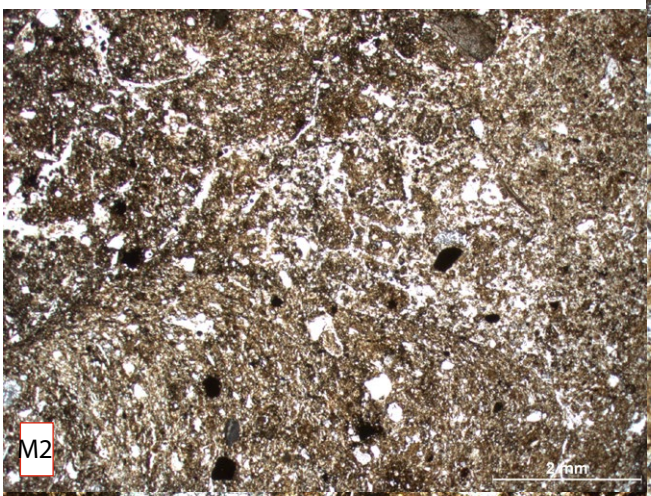
Fig. 145 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, évolution de la teneur en argiles et en carbonates dans les différentes unités du site et courbes de fréquence granulométriques.

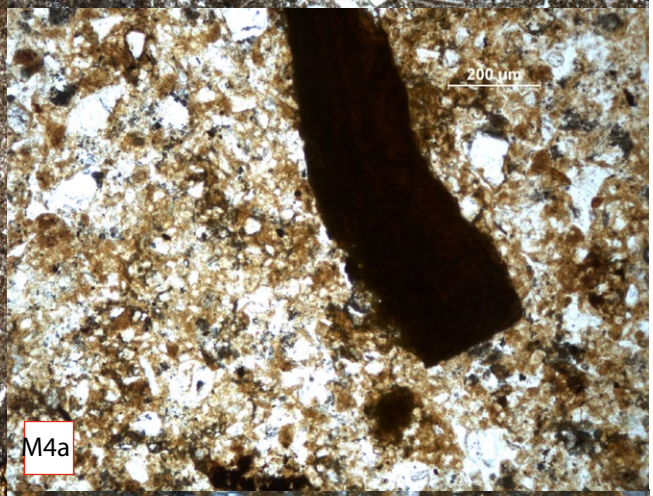
Dans les loess/unité 9, l'organisation entre constituants grossiers et sédiments fins, argiles et limons fins, est géfurique, c'est-à-dire que la matrice est présente sous la forme de ponts entre les grains, mais localement elle est porphyrique fermée et elle remplit l'intégralité des vides entre les grains qui restent toutefois en contact les uns avec les autres. Dans toutes les autres unités, elle est porphyrique ouverte, c'est-à-dire que les constituants grossiers sont répartis de façon homogène dans la matrice fine et qu'ils ne se touchent pas.

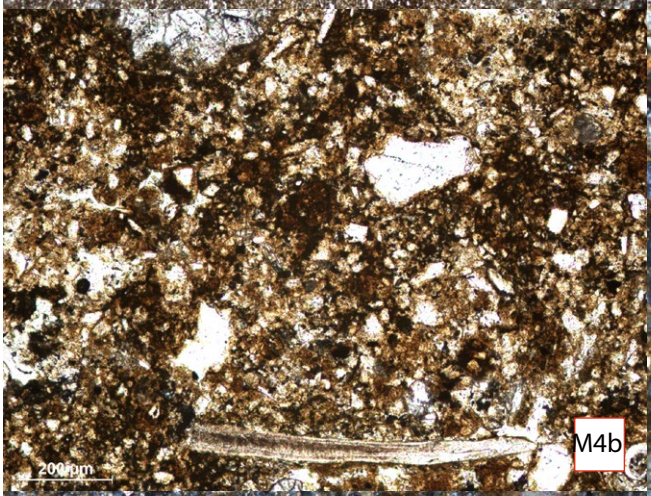
La porosité est relativement bien exprimée, autour de 20 % dans les loess et dans les unités 6, 5 et 4, où elle s'exprime respectivement sous la forme de fissures, de chenaux et de cavités biologiques et sous la forme de

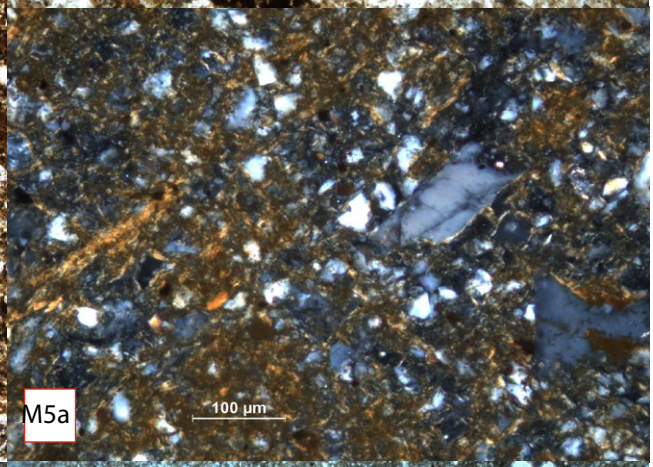

1
2
3
M1
1
4
M2
2
5
M3
3
6
5
4
7
M4
M5
6
8
9
7
M6

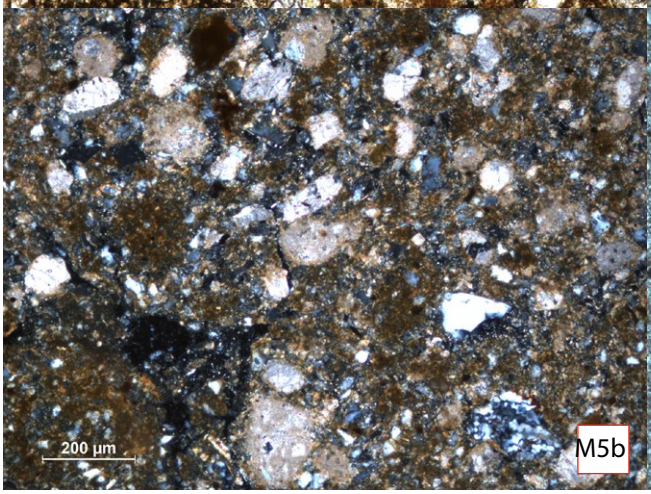

M1
1 mm

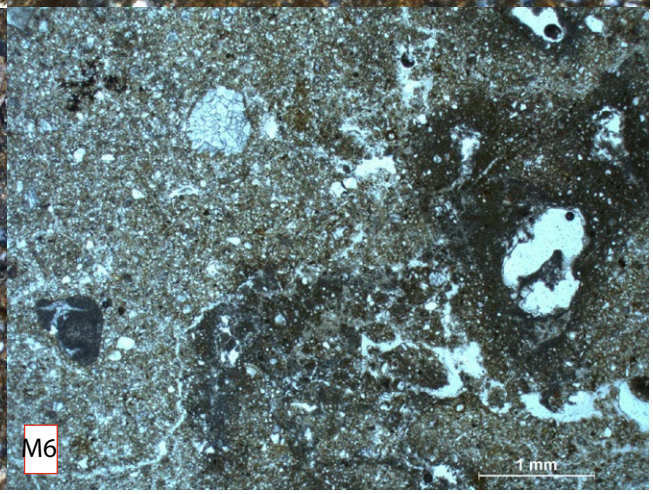

M2
2 mm


200 µm
M4a


M4b
200 µm


M5a
100 µm


200 µm
M5b


M6
1 mm

Unité	Lame	Microstructure	Composants	Traits pédologiques
4	1	porphyrique ouverte, agrégée, porosité (20%) sous la forme de cavités polyconcaves (porosité d'entassement d'agrégats) de chenaux et de vésicules, quelques plages plus denses avec des fissures	silts (quartz très largement majoritaires, grenat, plagioclase..), débris opaques, graviers et gravillons de calcaire fossilifère et de calcaire, matrice calcaire argileuse	imprégnations micritiques autour de certains vides (rhizolites et pseudomycelium), imprégnations ferro-manganiques (0,1 à 0,5 mm de diamètre)
5	2	porphyrique ouverte, agrégée, porosité (10 à 20%) sous la forme de cavités polyconcaves (porosité d'entassement d'agrégats), de chenaux et de vésicules	silts (quartz, biotite, muscovite, boulettes d'argiles..), granules et fragments de coquilles (moins abondants que dans BISCH 1), graviers et gravillons (calcaire à fossiles, calcaire grèseux), matrice calcaire argileuse brune relatuvement opaque, certains plages sont décarbonatées	imprégnations micritiques autour de certains vides (moins abondant que dans BISCH 1), nombreuses imprégnations ferro-manganiques (0,1 à 0,5 mm de diamètre), pseudomorphose racinaire
6	3	porphyrique ouverte, agrégée, porosité (10 %) sous la forme de fissures, de chenaux et de cavités polyconcaves	silts (quartz, grenats, muscovites, biotites..), granules et fragments de coquilles avec discrètes figures d'altération, graviers et gravillons (calcaire à fossiles), matrice agileuse hétérogènes orange à brune, particules légèrement striées autour des grains	Imprégnations micritiques autour de certains vides, nombreuses imprégnations ferro-manganiques (0,1 à 0,5 mm de diamètre)
7	4	porphyrique ouverte, agrégée, porosité (10%) sous la forme de fissures, de chenaux, de vesicules et de cavités polyconcaves ; la porosité est plus importante dans la plage brune rouge	silts (quartz, grenats..), fragments organiques, graviers et gravillons (calcaire à fossiles), rares granules, matrice argileuse brune et matrice argileuse orangée avec biréfringence striée dans la plage brun rouge observée sur le profil	imprégnations ferro-manganiques (01 à 0,5 mm de diamètre)
8	5	porphyrique ouverte, agrégée, porosité (10%) sous la forme de fissures plus ou moins accomodées reprises par la faune du sol (présence de boulettes phécales)	silts (quartz, rares grenats..), quelques gravillons calcaires, matrice argileuse présentant une biréfringence striée	imprégnations ferro-manganiques abondates (jusqu'à 1 mm de diamètre)
9	6	géfurique à porphyrique fermée, légèrement agrégée, porosité (10 à 20%) sous la forme de fissures, de chenaux et de cavités	relativement hétérogènes, silts (quartz, calcite, micas, paillettes d'argiles), graviers calcaires, granules de lombrics, matrice calcaire	poupée calcaire centimétrique très hétérogène, imprégnations micritiques millimétriques autour de vides, pseudomorphose racinaire

Tab. 35 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, caractères micromorphologiques.

cavités polyconcaves d'entassement d'agrégats et de chenaux biologiques. Elle est moins exprimée dans les unités 8 et 7. Dans l'unité 8, elle est majoritairement constituée de fissures, alors que dans l'unité 7, elle est d'origine biologique.

Les traits pédologiques sont constitués d'imprégnations ferro-manganiques et de carbonatations secondaires. Les premières sont présentes dans toutes les unités. Les secondes sont absentes des horizons 8 et 7. Aucun revêtement n'a été observé dans la porosité des unités.

5.3.1.3 Datations numériques

Les unités 9 et 4 ont fait l'objet de datations par luminescence stimulée optiquement selon les méthodes de l'IR50 et du pIR150. Des écarts importants sont notés entre les deux méthodes, surtout dans l'unité 9 qui livre respectivement un âge IR50 de 63,8 ± 2,9 ka et un âge pIR150 de 159,9 ± 9,1 ka. L'écart est moins important dans l'unité 4 daté de 28,4 ± 1,3 ka par IR50 et 50,8 ± 2,3 ka par pIR150 (Tab. 36).

L'évolution pédologique très avancée des unités 8 et 7 permet d'exclure l'âge de 63,8 ± 2,9 ka obtenu avec la méthode de l'IR50 dans les loess sous-jacents. L'âge obtenu avec la méthode du pIR confirme quant à lui l'âge saalien supérieur déjà avancé par simple comptage des horizons depuis la surface. Les âges obtenus dans l'unité 4 combinés à la nature colluviée des unités 6 à 4 supportent leur attribution au Pléniglaciaire moyen,

Fig. 146 : Ci-contre, Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, caractères micromorphologiques : M6 : vue de l'unité avec concrétions calcaires à droite de la photographie (lumière polarisée non analysée) ; M5b : vue des sables calcaires et des constituants de l'unité 8 (lumière polarisée analysée) ; M5a : unité 8, détail de la matrice argileuse (lumière polarisée analysée) ; M4b : unité 7, vue de la matrice organique avec un fragment de coquille de mollusque (lumière polarisée non analysée) ; M4a : unité 7, fragment organique humifié (lumière polarisée non analysée) ; M2 : unité 5, vue de la matrice et de l'organisation des éléments par l'activité biologique (lumière polarisée non analysée) ; M1 : vue de porosité d'origine biologique et d'une granule de lombric de l'unité 4 (lumière polarisée non analysée).

Lab code	Depth (cm)	W%	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka-1)	N	od	De IR50 (Gy)	De pIR150 (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR150 (ka)
BISCH2	150	12±4	1.33±0.13	12.0±0.7	3.3±0.4	3.46±0.15	20	0.06/0.04	98.27±1.48	175.58±2.30	28.4±1.3	50.8±2.3
BISCH3	305	12±4	1.05±0.07	8.7±0-5	2.4±0.3	2.76±0.10	20	0.10/0.16	176.47±4.38	440.95±19.04	63.8±2.9	159.9±9.1

Tab. 36 : Bischoffsheim, 22 rue Sans-Soucis, datations obtenues par luminescence stimulée optiquement des feldspaths des unités 9 et 4 (150-200 µm, 1 mm aliquots, Frank Preusser/Université de Strasbourg).

malgré un âge IR50 un peu plus jeune que la limite supérieure de cette période (Antoine et al. 2016). Le caractère bioturbé de ces unités, favorisé par des phases de réchauffement et typique de cette période, supporte cette attribution.

5.3.1.4 Synthèse

A Bischoffsheim, sur le versant oriental d'une colline façonnée dans des dépôts oligocènes, les dépôts loessiques weichseliens sont épais de 2,5 à 5 m. Ils fossilisent deux horizons pédologiques évolués développés sur une génération de loess plus anciens datés de la glaciation saalienne.

L'horizon pédologique brun-rouge/unité 8 est lié à la décarbonatation des loess. Cette décarbonatation est incomplète comme le montrent les minéraux calcaires observés en lame-mince. Aucun revêtement argileux n'a été mis en évidence. L'horizon est interprété comme un horizon Bw de cambisol. Aucun élément ne montre qu'il a pu être tronqué avant le développement de l'horizon sombre/unité 7 qui est carbonaté et très organique, des caractères d'un chernozem. Les taches brun-rouge observées correspondent à des auréoles où la matière organique a été dégradée. Ces deux horizons représentent le bilan de l'interglaciaire eemien et peut-être du début du Début-Glaciaire weichselien.

Ce complexe est fossilisé par trois horizons bioturbés datés par luminescence stimulée optiquement du Pléniglaciaire moyen. Ces horizons sont développés sur des colluvions et l'unité de base est faiblement carbonatée. Ils peuvent être considérés comme des cambisols peu évolués, comme l'unité 6 du profil VII de Schaffhouse-près-Seltz ou l'unité 7 de Betschdorf.

5.3.2 Rosheim « ZAC du Fehrel »

Huit sondages d'environ 3 mètres de profondeur ont été ouverts lors d'un diagnostic archéologique mené début 2015 à Rosheim sur la terrasse de Dorlisheim (Koziol 2015). Ils sont implantés sur la partie la plus élevée de la terrasse. La succession stratigraphique se répète dans les différents sondages. Elle peut être illustrée par un transect (Fig. 147) et par le profil de la tranchée 191, située sur le point le plus haut de la terrasse (Fig. 148, Fig. 149 et Tab. 37).

Les alluvions de la terrasse de Dorlisheim ont été observées dans les tranchées 2, 14, 182 et 197. Leur toit se situe entre 186,5 et 187 m NGF (Fig. 150). Elles sont constituées de graviers hétérométriques sub-anguleux de roches volcaniques, de grès, de granites et de schistes de 1 à 3 cm de diamètre dans les tranchées 14 et 182, et jusqu'à 8 cm de diamètre dans la tranchée 197. Les éléments grossiers sont pris dans une matrice sablo-argileuse rose peu abondante (5YR5/6) et présentent des encroûtements calcaires de 1 à 2 mm d'épaisseur.

La séquence loessique la plus complète se situe sur le point le plus haut de la terrasse (Fig. 148). Les unités les plus anciennes sont constituées de limons beige clair avec des poupées calcaires décimétriques en fond de tranchée (unité 9) et des limons sableux beige brun légèrement bioturbés avec des petits nodules d'oxydes de manganèse (unité 8). Les unités 7 et 6 se distinguent par leur caractère nettement plus argileux et leur couleur brune. L'unité 7 présente une structure prismatique à polyédrique avec des logettes de lombrics. L'unité 6 est

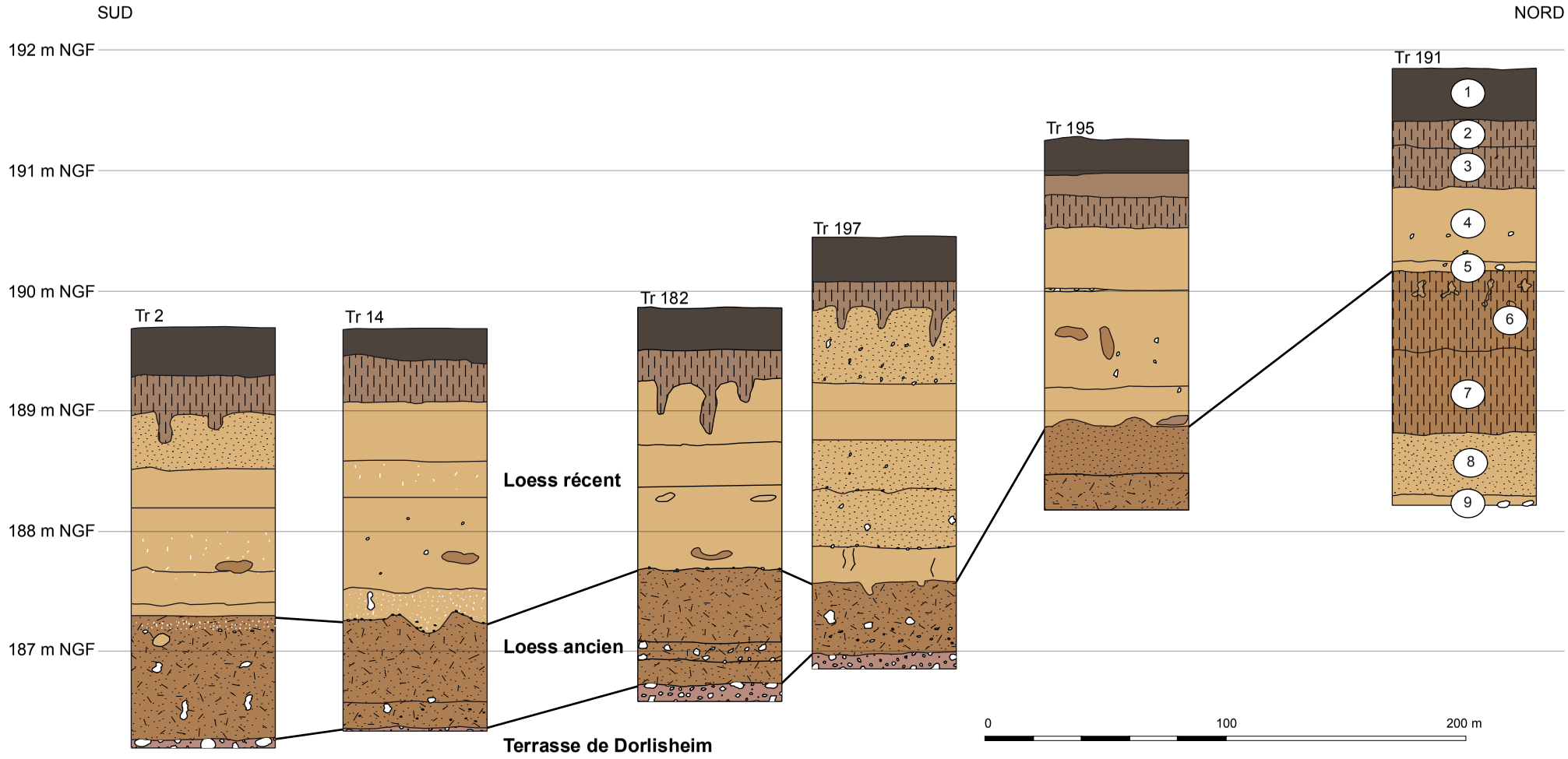


Fig. 147 : Rosheim « ZAC du Fehrel », transect nord-sud. Les données ont été simplifiées pour mettre en évidence les trois grands ensembles du secteur. La terminologie employée reprend celle de Théobald (1955b et 1970) pour faciliter les comparaisons. Le profil choisi pour être discuté de façon détaillé se situe au nord de la coupe.

plus sombre avec des plages centimétriques brun orangé et une structure prismatique à polyédrique sub-anguleuse avec des enduits argileux et des enduits limoneux sur les faces des prismes. Ces deux unités brunes sont fossilisées par des limons brun beige, l'unité 5, et des limons beiges, l'unité 4. Des limons argileux brun orangé à structure prismatique polyédrique, les unités 3 et 2, se développent au sommet de la succession stratigraphique. Des structures en creux de la fin de l'âge du Bronze moyen s'ouvrent dans ces unités.

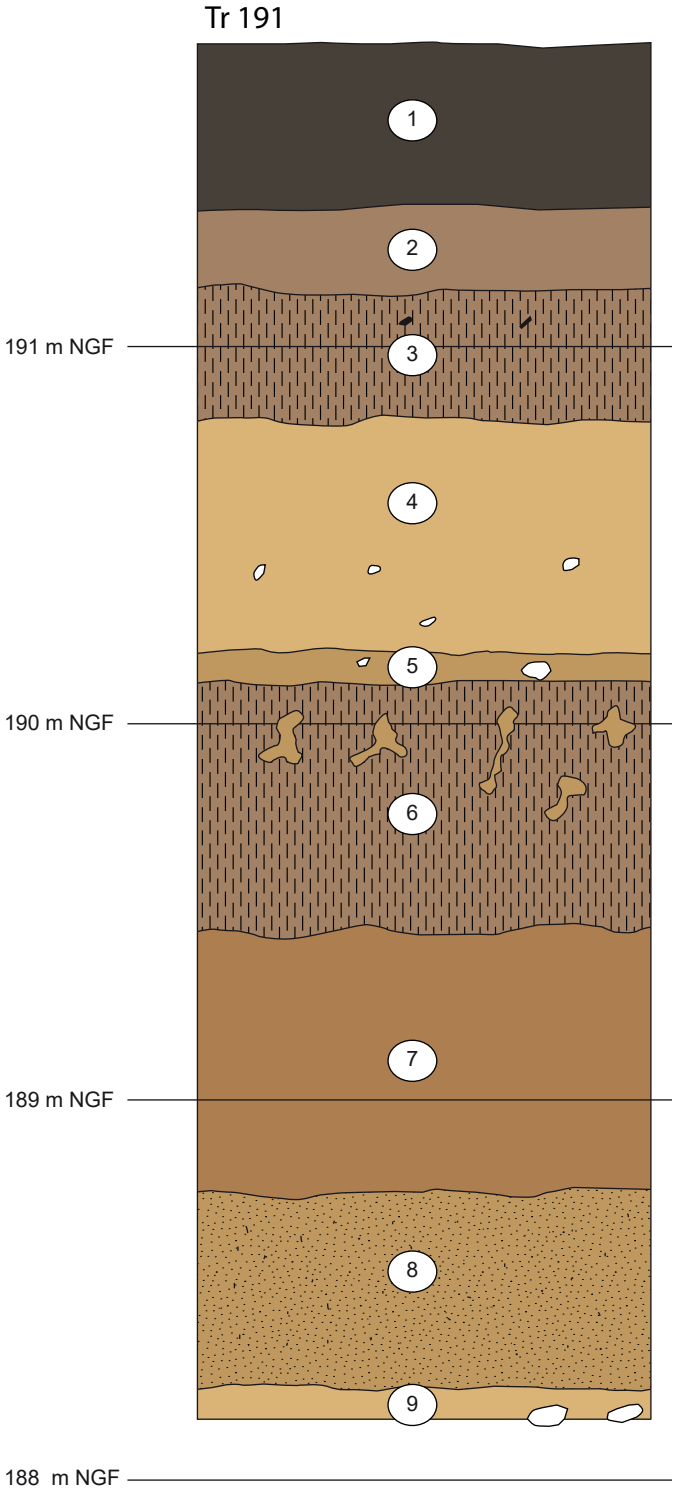


Fig. 148 : Rosheim « ZAC du Fehrel », succession stratigraphique de la tranchée 191.

Fig. 149 : Rosheim « ZAC du Fehrel », vue du profil de la tranchée 191.





Fig. 150 : Rosheim « ZAC du Fehrel », vue du profil de la tranchée 14, avec à la base les alluvions du Pléistocène moyen.

Dans les autres profils, des unités équivalentes à l'unité 7, brune avec une structure prismatique à polyédrique et des logettes de lombrics ont été observées à la base de tous les profils. Elles s'en distinguent toutefois, tranchées 2, 14 et 197, par la présence de poupées calcaires centimétriques (Fig. 147). L'unité 8, plus sombre avec des plages centimétriques brun orangé et une structure prismatique à polyédrique plus évoluée a quant à elle été mise au jour uniquement tranchée 191. En revanche, les unités beiges postérieures sont plus épaisses. À leur base, tranchées 2, 14 et 195, elles comprennent des agrégats arrondis décimétriques de limons argileux brun orangés issus du fluage des unités sous-jacentes le long du versant. Certaines de ces unités sont également plus claires, comme par exemple l'unité 4 de la tranchée 14, ou présentent de discrètes concrétions calcaires sous la forme de pseudomycelium, comme par exemple l'unité 5 de la tranchée 2. Enfin, des enduits argileux

Unité	Épaisseur	Description
1	0,42 m	limons légèrement argileux, brun sombre, structure massive à polyédrique
2	0,22 m	limons légèrement argileux, brun orangé (7,5YR5/4), structure polyédrique sub-anguleuse à grumeleuse effondrée
3	0,32 m	limons argileux, brun orangé (7,5YR5/4), structure prismatique polyédrique
4	0,6 m	limons légèrement sableux, beige, calcaire, structure massive bioturbée
5	0,09 m	limons, brun beige, structure massive bioturbée, pseudomycelium (3 à 4/5)
6	0,64 m	limons argileux, brun sombre (7,5 YR 5/4), terme supérieur hétérogène et plus sombre (10YR4/4), plages centimétriques brun orangé, structure prismatique à polyédrique sub-anguleuse, enduits argileux et enduits limoneux sur les faces des prismes
7	0,68 m	limons argileux, brun beige, structure prismatique polyédrique, présence de logettes fossiles de lombrics
8	0,52 m	limons sableux, beige brun structure polyédrique à lamellaire légèrement bioturbée, nodules d'oxydes de manganèse (0,5 à 1 mm de diamètre, 3/5)
9	Base non atteinte	limons légèrement argileux, beige claire, structure massive, poupées calcaires décimétriques en fond de tranchée

Tab. 37 : Rosheim « ZAC du Fehrel », description des unités de la tranchée 191.

ont été observés tranchée 14 sur les faces des prismes des limons argileux brun orangé présents à la surface des dépôts.

Les limons beiges présentent les traits caractéristiques de dépôts périglaciaires. Les plus anciens sont cantonnés dans la tranchée 191 et leur base n'a pas été atteinte. Hormis un horizon plus clair avec des petites carbonatations secondaires sous la forme de pseudomycelium qui peut évoquer un gley de toundra faiblement exprimé, les dépôts les plus récents sont assez massif et peu épais, un à deux mètres de puissance. Les unités 2 et 6 sont quant à elle le fruit de deux phases de pédogénèse de rang interglaciaire. La plus récente, l'unité 2, est rapportée au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Des enduits argileux typiques d'un horizon Bt de luvisol ont été rencontrés uniquement dans la tranchée 14. Dans les autres tranchées, la structure très bioturbée, responsable notamment de la limite inférieure diffuse du sol, est plutôt un trait de sol brun calcaire. Les taches brun orange de l'horizon interglaciaire plus ancien, l'unité 6, sont un trait commun avec l'horizon eemien de Bischoffsheim et l'horizon peut être interprété comme un horizon iso-humique dont la matière organique a été dégradée sous la forme d'auréoles polylobées. Toutefois, les enduits argileux et silteux témoignent ici d'une histoire un peu plus complexe. avec une phase d'illuviation postérieure. La structure bioturbée des limons brun beige à partir desquels se développe ce paléosol témoigne d'une phase de pédogénèse antérieure moins exprimée, de rang interstadiaire plutôt que rang interglaciaire. Plus au sud, ce paléosol peu évolué a été mis à jour, mais seules les poupées calcaires en place pourraient témoigner du développement du sol eemien.

Sur les alluvions du Pléistocène moyen rencontrées entre 186,5 et 187 m NGF, deux séries de loess ont donc été mises au jour. Elles sont séparées dans une des tranchées par un paléosol de rang interglaciaire probablement d'âge eemien et présentant des traits communs avec celui de Bischoffsheim au 22 rue Sans Soucis précédemment décrit. Le Weichselien n'est représenté que par des unités de loess faiblement différenciées d'une épaisseur totale d'un à deux mètres. Au final, la succession stratigraphique comprend bien deux séries de loess comme l'avait montré Théobald (1955b), même si son attribution de la série la plus ancienne au Weichselien doit être abandonné au profit d'une attribution au Saalien, le sol qui sépare les deux séries étant trop évolué pour avoir été formé durant un interstade. L'absence des dépôts weichseliens dans les profils décrits par Mazenot (1963) témoigne de leur caractère discontinu sur la terrasse de Dorlisheim. En surface, le sol, de 0,7 à 1 m d'épaisseur, présente les caractères d'un sol brun, mais des enduits argileux caractéristiques d'un horizon Bt n'ont été mis en évidence que dans une tranchée, ce qui peut témoigner, comme sur la terrasse de Schiltigheim, du caractère localisé des luvisols du secteur.

5.3.3 Conclusion sur les loess des collines d'Obernai et de la terrasse de Dorlisheim

Les données sont encore trop peu nombreuses pour discuter de l'épaisseur des loess à l'échelle du secteur. La présence d'au moins deux cycles glaciaires ne permet pas d'utiliser les sondages archivés par le BRGM qui ne distinguent pas les dépôts loessiques de ces deux cycles et qui sont par ailleurs peu nombreux dans le secteur. Les deux profils présentés ici documentent toutefois deux contextes topographiques différents, l'un sur versant et l'autre sur la surface relativement plane d'une terrasse alluviale. Sur le versant, la couverture weichselienne paraît se suivre, sur plusieurs centaines de mètres, même si d'importantes variations d'épaisseurs sont notées sur des courtes distances. Cela peut s'expliquer par la contribution localement variable de sédiments et d'éléments grossiers remaniés sur le versant. Sur la terrasse de Dorlisheim, caractérisée par une très faible pente, les loess weichseliens sont moins épais, mais la couverture est plus homogène. La comparaison des profils publiés par Théobald (1955b) avec ceux publiés par Mazenot (1963) témoigne en revanche de son caractère discontinu.

Les dépôts loessiques de Bischoffsheim sont riches en carbonates de calcium et ont été enrichis en sédiments grossiers, gravillons et sables, remaniés sur le versant. Ceux de Rosheim sont plus homogènes. Un gley de toundra a été mis en évidence dans une seule tranchée, alors que ce type de paléosol est très fréquent en Alsace (cf. infra) durant la première partie du Pléniglaciaire supérieur, ce qui témoigne donc ici d'importants hiatus.

Sur le versant de Bischoffsheim, trois horizons pédologiques interstadiaires développés sur colluvions et datés du Pléniglaciaire moyen ont été mis au jour. Ils témoignent d'apports loessiques limités durant la période. Enfin les sols développés à la surface des loess saaliens et weichseliens sont majoritairement des sols bruns calcaires. Celui au sommet des loess saaliens de de Bischoffsheim contient encore entre 2 et 4 % de carbonates, ce qui peut être lié au caractère très calcaire du matériau parental, avec une valeur mesurée de 32,56 %.

Le réexamen des formations loessiques liées à deux cycles glaciaires sur la terrasse de Dorlisheim ouvre enfin la possibilité d'une lecture plus sûre des terrasses alluviales et de la néotectonique du secteur.

5.4. Les collines loessiques de Rouffach

Entre la vallée de la Fecht, au nord, et la vallée de la Lauch au sud, s'étend une zone de collines qui dessine une amande de dix-sept kilomètres de long et de sept kilomètres de large (Fig. 151). Son relief est très accidenté, caractérisé par une multitude de petits vallons secs. Il est défini par la faille vosgienne à l'ouest, la faille rhénane à l'est et un réseau complexe de failles secondaires (Théobald et al. 1977a). Ce champ de fractures peut être subdivisé en trois ensembles. À l'ouest, une zone déprimée est façonnée dans les séries marno-calcaires du Trias moyen. À l'est, elle est dominée par un horst constitué de grès du Trias inférieur qui dessine de vastes falaises entre Husseren-les-Châteaux et Pfaffenheim. Au pied de ces falaises, un dernier palier est constitué d'affleurements de calcaires jurassiques et de conglomérats côtiers oligocènes en grande partie masqués par des éboulis et des loess (Théobald et al. 1977a).

Ces loess ont été documentés à Eguisheim où une coupe d'un peu plus de neuf mètres d'épaisseur comprenant deux paléosols non datés a été documenté sur les flancs d'une carrière (Blanck, Wacquant 1971). Des séquences de loess interstratifiés avec des dépôts de pente sont mentionnées dans la notice de la carte géologique (Théobald et al. 1977a), mais seule la coupe de Turckheim, quelques kilomètres au nord de la zone, a été décrite (Mazenot 1963).

Des coupes mises au jour lors d'un diagnostic archéologique à Eguisheim et lors de terrassements à Osenbach offrent de nouvelles données sur l'épaisseur et l'extension des successions loessiques du secteur.

5.4.1 Eguisheim « *Bühl* nord »

Eguisheim se situe dans la vallée du Marlbach, au nord de la colline *Bühl* façonnée dans les formations du conglomérat côtier oligocène, des marnes et des grès calcaires, avec des intercalations de galets, de graviers et de blocs issus principalement du démantèlement des formations du Buntsandstein (Fig. 151). L'intérêt des loess du secteur a été révélé à la fin du XIXe siècle, avec notamment la découverte de deux fragments d'un crâne humain (Faudel 1867). Leur épaisseur varie en fonction de la topographie, passant de deux à sept mètres d'épaisseur en l'espace de deux cent mètres sur le versant exposé à l'est et ils ont fait l'objet d'une première étude à partir de profils mis au jour sur les flancs d'une carrière (Fig. 152). Dans le secteur le plus dilatée, la succession décrite comprend (profil 1, Blanck et Wacquant 1971) :
• « 0 à 100 cm : sol actuel (…)
• 100 à 330 : loess supérieur (…)
• 330 à 430 : paléosol (rubéfaction supposée Stillfried B) (…)
• 430 à 760 : loess inférieur (…)
• 760 à 960 : profil paléopédologique complexe »

Seul le profil paléopédologique complexe à la base a fait l'objet d'une description détaillée (Blanck et Wacquant 1971). Il comprend deux horizons. L'horizon supérieur est constitué d'argiles limono-sableuses brunes avec une structure massive. Il est marqué par de très nombreuses taches ocres, décrites sous le nom de croto-

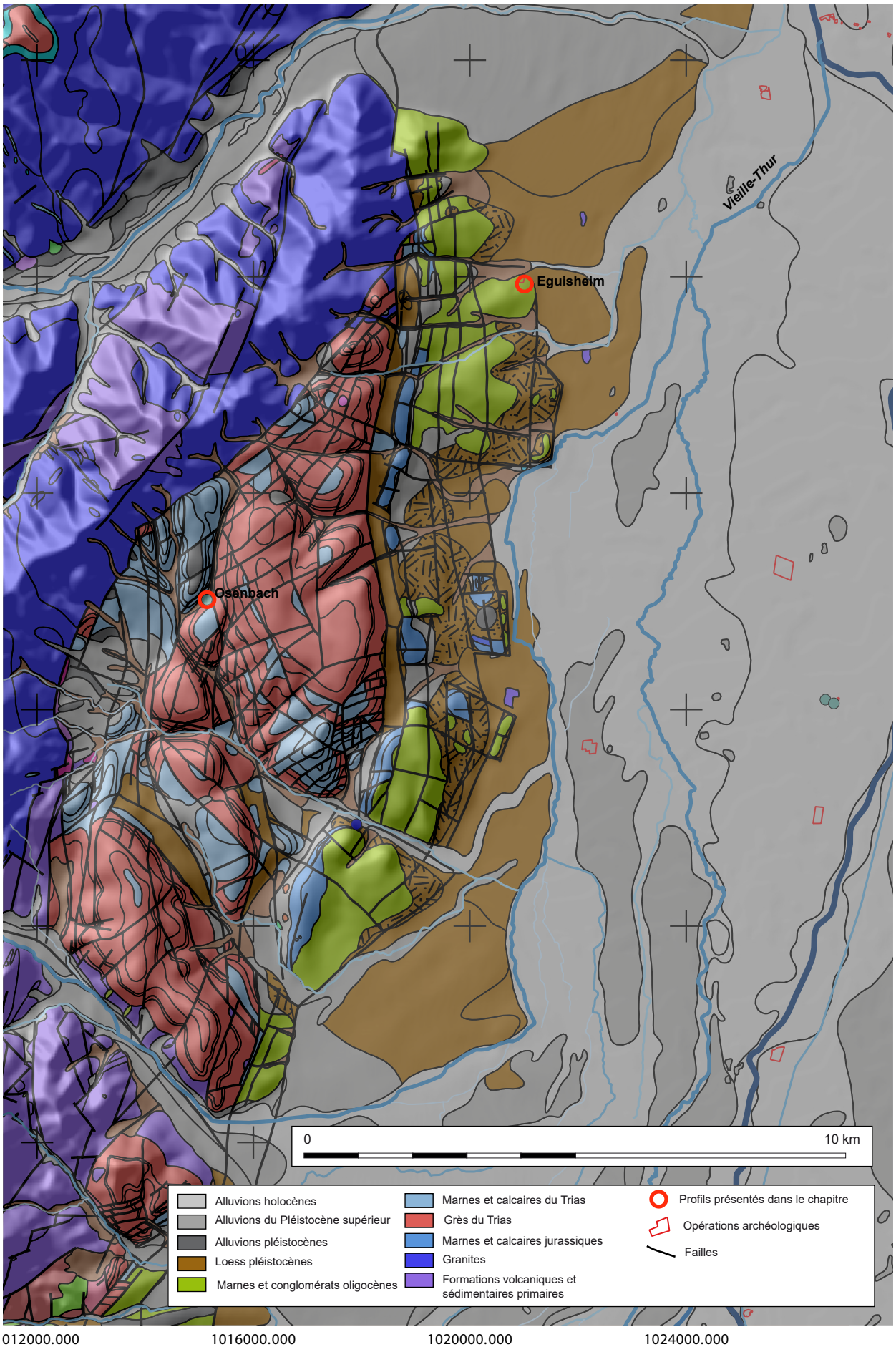


Fig. 151 : carte géologique simplifiée des collines de Rouffach (d'après Bd Charm/BRGM) et localisation des sites présentés.

vines, mais qui correspondraient « au phénomène des sols tachetés (ou « tigrés » : « Tigerböden ») reconnu ailleurs ». Il est très faiblement carbonaté. L'horizon inférieur est argilo-limoneux ocre brun, avec une structure polyédrique à prismatique, un « vernis noir » autour des agrégats interprétés comme de « la matière organique décomposée » et « l'aspect brillant des agrégats » serait dû selon les auteurs à des revêtements argileux. Il est très faiblement carbonaté. Ces horizons reposent sur des marnes jaune clair qui contiennent 23 à 37 % de calcaire total. L'ensemble de la séquence est attribué au dernier cycle glaciaire (Blanck et Wacquant 1971). Dans le cadre du PCR PaleoEls, deux échantillons granules de vers de terre ont été prélevés, l'un dans les loess immédiatement sus-jacents au complexe de sols basal et l'autre dans l'horizon pédogénétique central, le paléosol « supposée Stillfried B » par Blanck et Wacquant et séparant les deux principales unités de loess de la séquence. Les sédiments datés, SacA 51290 à la base de la coupe et SacA 51289 au milieu, se sont révélés trop vieux pour fournir un âge radiocarbone mesurable (Wuscher et al. 2019).

Récemment, plusieurs opérations d'archéologie préventive ont été menées à Eguisheim (Griselin et al. 2014 ; Murer et al. 2016 ; Bachellerie et al. 2017 ; 2020). L'une d'elles, Eguisheim Herrenweg, située à environ trois cent mètres au nord de la carrière « *Bühl* », a mis au jour, dans un secteur à la topographie peu différenciée cartographié par le BRGM en colluvions polygéniques et en alluvions holocènes (Théobald et al. 1977b), une succession loessique de quatre mètres de puissance, avec dans la moitié inférieure un complexe de sols de l'Eemien et du Début Glaciaire weichselien remaniés par des ravines et dans la moitié supérieure des loess avec à leur base des lits de sables roses (Murer et al., 2016 ; Goudissard et al. sous presse).

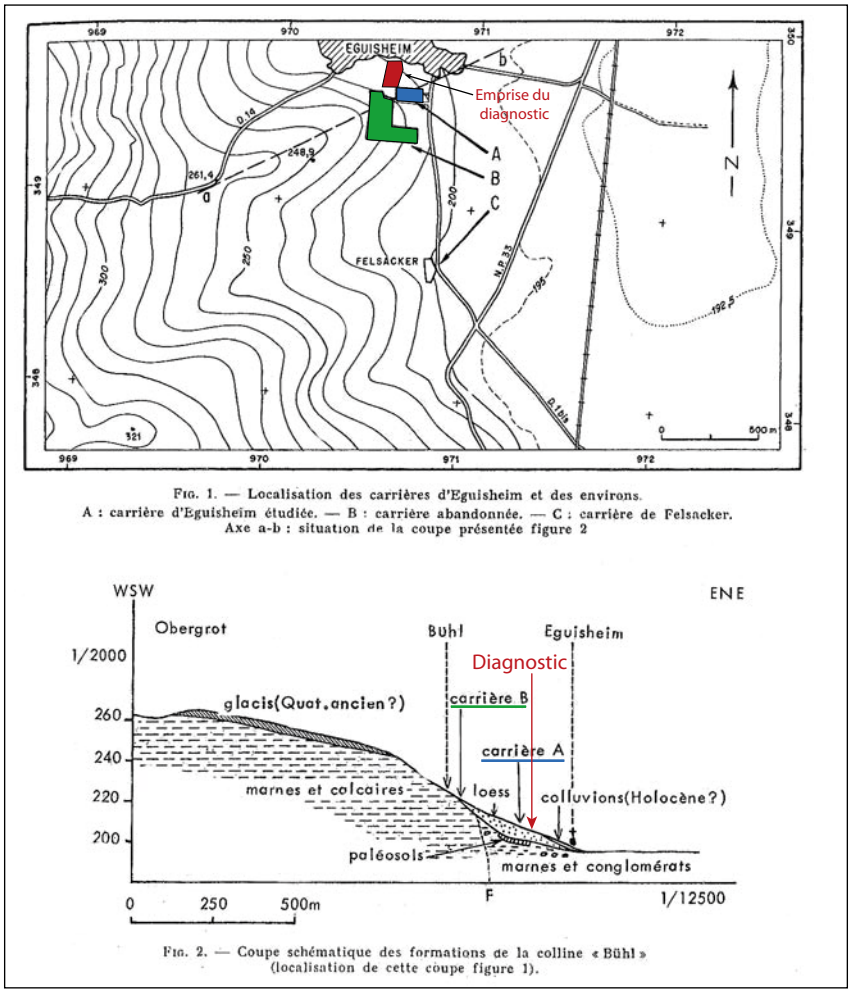


Fig. 152 : Eguisheim : localisation de la carrière étudiée par Blanck et Wacquant (1971) et les profils de « *Bühl* nord » présentés ici (doc. F. Bachellerie).

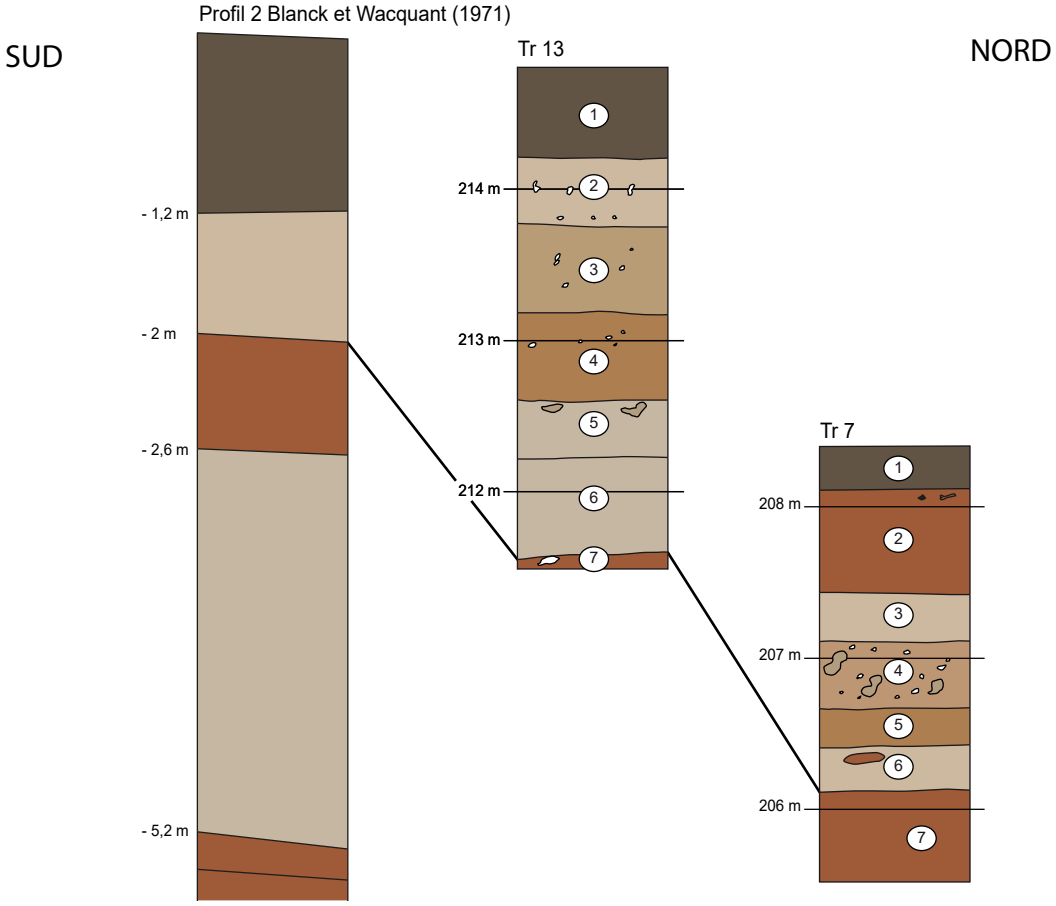


Fig. 153 : Fig. 5.35 : Eguisheim « *Bühl* nord », successions stratigraphiques mises au jour.

Deux autres opérations ont été réalisées sur le versant exposé au nord de la carrière « *Bühl* » (Bachellerie et al. 2017 ; 2020), immédiatement au nord des profils étudiés par Blanck et Wacquant (1971). Elles apportent des éléments à la chronologie des formations weichseliennes de la colline « *Bühl* ». Six sondages d'environ 3 m de profondeur ont été ouverts. Deux d'entre eux sont retenus ici pour être discutés plus en détail.

La base de la succession identifiée est constituée de limons légèrement argileux, brun orangé, à structure prismatique à polyédrique, recoupés par des terriers centimétriques remplis de loess (unités 7.7 et 13.7, Fig. 153, Tab. 38). Elle est recouverte par des limons beiges à beige gris (unités 7.6, 13 .6 et 13.5). La succession se poursuit avec deux unités limoneuses légèrement plus brunes, bioturbées et avec des terriers fossiles remplis de loess (unités 7.5, 7.4, 13.4 et 13.3). Ces unités plus brunes sont recouvertes par des limons beiges (unités 13.2, 13.3 et 7.3). Un horizon brun à structure prismatique à polyédrique avec une limité inférieure diffuse sur 5 à 7 cm se développe au sommet de ces dépôts en bas de versant (unité 7.2). Un horizon limoneux brun sombre surmonte la séquence (unités 7.1 et 13.1).

Les limons beiges présentent les traits caractéristiques de dépôts loessiques. Au milieu de la séquence, la teinte un peu brune, la structure bioturbée et les terriers des unités interstratifiées dans la succession loessique sont les caractères d'un cambisol peu évolué de rang interstadiaire. En surface, l'horizon brun 7.2 est le résultat de la pédogénèse de ces matériaux depuis le Tardiglaciaire. Sa structure, l'absence d'enduits argileux et sa limite inférieure diffuse sont des caractères d'un sol brun. Ce sol trouve son équivalent sous les loess (unités 7.7 et 13.7), qui apparaissent à une altitude et une profondeur similaires et présentent un faciès comparable à celui du paléosol rubéfié « supposé Stillfried B » décrit par Blanck et Wacquant (1971). Sa position dans la succession permet de proposer un âge eemien.

Unité	Épaisseur	Description
13.1	0,58 m	limons, brun sombre
13.2	0,45 m	limons, blanc beige, poupées denses (micrites ?) de 5 à 10 cm de diamètre
13.3	0,56 m	limons beiges, poupées denses (micrites ?) de 5 à 10 cm de diamètre, pseudomycelium
13.4	0,56 m	limons légèrement argileux, beige, légèrement brun, structure massive légèrement bioturbée
13.5	0,36 m	limons légèrement argileux, beige brun, structure massive légèrement bioturbée, présence de 2 terriers à remplissage loessique
13.6	0,62 m	limons légèrement sableux, beige gris, structure massive bioturbée, nodules discrets légèrement plus bruns
13.7	Base non atteinte	limons argileux, brun orange, structure massive à polyédrique, pas d'enduits argileux
7.1	0,28 m	limons, brun sombre
7.2	0,68 m	limons légèrement argileux, brun, structure prismatique à polyédrique, limité inférieure diffuse sur 5 à 7 cm
7.3	0,32 m	limons, beige
7.4	0,42 m	limons légèrement argileux, brun beige, poupées calcaires remaniées , terriers centimétriques à remplissage loessique
7.5	0,24 m	limons légèrement argileux, brun orangé
7.6	0,28 m	limons, beiges, nodules de limons bruns orangés
7.7	Base non atteinte	limons légèrement argileux, brun orangé, structure prismatique à polyédrique, mais pas d'enduits argileux, terriers centimétriques à remplissage loessique

Tab. 38 : Eguisheim « *Bühl* nord », descriptions des unités mises au jour en haut (unité 13.1 à 13.7) et en bas de versant (7.1 à 7.7)

Les successions stratigraphiques des deux profils présentés, ainsi que l'impossibilité de dater les granules de lombrics du paléosol intermédiaire et des loess inférieurs des profils de Blanck et Wacquant (Wuscher et al. 2019), suggèrent que les successions d'Eguisheim peuvent représenter au moins deux cycles glaciaires. Au final, l'épaisseur des loess weichseliens mis au jour n'excèderait alors pas trois mètres autour de la colline Bühl et serait légèrement plus importante sur le versant exposé à l'est que sur le versant exposé au nord. Les sols développés durant les interglaciaires eemiens et holocènes sont des sols bruns calcaires et non des luvisols. Pour l'Holocène, la conservation de vestiges de la Tène ancienne (autour de 450 ans avant notre ère, Bachellerie, Fleischer and Wuscher, 2017) témoigne d'une érosion modérée du versant. La teneur très élevée en calcaire, autour de 35% (Blanck, Wacquant 1971), pourrait expliquer la genèse de ces sols. Les terriers remplis de loess qui ponctuent le sommet du paléosol eemien marquent quant à eux l'impact des modifications environnementales du Début Glaciaire. La succession stratigraphique weichselienne apparaît toutefois moins dilatée que plus au nord, dans le profil mis au jour à Herrenweg par l'équipe d'Axelle Murer (2016) et étudié par Simon Goudissard (sous presse).

5.4.2 Osenbach « *Pfaffenheimer Trank* »

Des travaux de terrassements menés en bas en bas d'un versant des collines sèches de Rouffach pour construire un hangar agricole ont mis en jour en mai 2019 une séquence loessique d'un peu moins de trois mètres de puissance. Elle se situe dans un petit vallon dissymétrique, au pied d'un versant exposé à l'est-sud-est façonné dans les marnes et les calcaires du Muschelkalk et du Lettenkohle qui présente une pente d'environ 13 %. Le versant opposé, constitué de grès du Buntsandstein, est plus doux, moins de 10% et sa base serait encombrée de dépôts de pente pleistocènes (Théobald et al. 1977b). Le drainage est assuré par le « *Pfaffenheimer Trank* », petit cours d'eau à écoulement intermittent qui s'écoule deux à trois mètres en contrebas de la base du profil.

La succession stratigraphique a été disséquée par deux petits vallons latéraux distants d'une quarantaine de mètres. La nature organique des remplissages ces deux vallons et la présence de fragments de terre cuite et de charbons indiquent un âge holocène. La coupe a été nettoyée en parallèle de la construction du hangar, ce qui n'a pas permis un traitement optimal (Fig. 154). Elle n'a donc pas pu être levée en continue et seule la séquence pleistocène la plus dilatée, entre les deux vallons, a été documentée et six échantillons ont été prélevés, cinq



Fig. 154 : Osenbach, « *Pfaffenheimer Trank* », vue de la coupe.

pour une caractérisation sédimentologique et un pour une datation par luminescence stimulée optiquement. Ces échantillons ont été réservés pour une utilisation ultérieure.

Les niveaux les plus anciens mis au jour sont des limons légèrement sableux brun-beige bioturbés avec des coquilles de mollusques de deux à trois millimètres de diamètre (Fig. 155, Fig. 156 et Tab. 39). Ils sont surmontés par un lit de graviers calcaires pris dans une matrice limoneuse. La succession stratigraphique se poursuit avec des limons sableux beiges avec des nodules d'oxydes de manganèse diffus (unité 4), des limons sableux lités avec quelques gravillons (unité 3) et des limons sableux beige-brun à graviers calcaires (unité 2). Elle est surmontée par des limons argileux bruns à structure prismatique et contenant des graviers calcaires.

La couleur plus brune, les coquilles de mollusques et la structure bioturbée de l'unité 6 à la base du profil sont les conséquences du développement d'un cambisol peu évolué de rang interstadiaire. Les dépôts postérieurs, massifs avec des lits de graviers présentent les caractères d'un dépôt de pente. La nature très limoneuse des matériaux peut trouver son origine dans les marnes du Muschelkalk inférieur dont les altérites ressemblent à des loess (Ménillet et al. 1979). Pourtant, le versant qui surplombe le site est constitué de calcaires durs du Muschelkalk supérieur et du Lettenkohle (Théobald et al. 1977b). Un apport par le vent sur les bords du thalweg avant un remaniement par des processus de versant qui ont intégré quelques éléments grossiers est donc probable. L'absence de sol évolué en surface et de grosses poupées calcaires indiquent un âge relativement récent pour cette formation, probablement pléniglaciaire.

Unité	Épaisseur	Description
13.1	0,86 m	limons argileux, brun, graviers calcaires, structure prismatique
13.2	0,7 m	limons légèrement sableux, beige brun, graviers calcaires, structure massive
13.3	0,32 m	limons légèrement sableux, beige brun, lits de gravillons et graviers calcaires, quelques nodules d'oxydes de manganèse diffus
13.4	0,26 m	limons légèrement sableux, beige brun, nodules d'oxydes de manganèse diffus
13.5	0,09 m	graviers calcaires, matrice limoneuse
13.6	Base non atteinte	Limons légèrement sableux, structure massive bioturbée, coquilles entières (2 à 3 mm de diamètre)

Tab. 39 : Tableau 14 : Osenbach « *Pfaffenheimer Trank* », unités pléistocènes rencontrées.

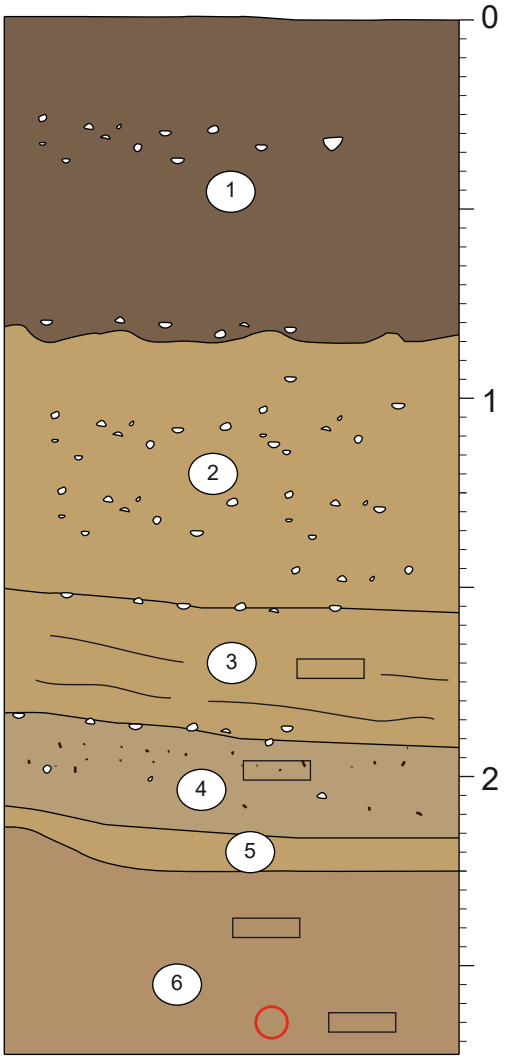


Fig. 155 : Osenbach « *Pfaffenheimer Trank* », succession stratigraphique pléistocène.



Fig. 156 : Osenbach, « *Pfaffenheimer Trank* », vue de la succession stratigraphique pléistocène.

5.4.3 Synthèse sur les collines loessiques de Rouffach

Au final, les formations weichseliennes d'Eguisheim se révèlent épaisses de deux à trois mètres. La surestimation de leur épaisseur par Blanck et Wacquent (1971) tient à la faible expression du paléosol eemien situé dans une portion de la coupe qui n'avait pas été détaillée précisément. Une troncature, comparable à celle mis en évidence à Achenheim « *Bossenrott* » (Moine et al. en cours), n'est pas non plus à exclure. Cette épaisseur ne saurait toutefois être extrapolée à l'ensemble du secteur des collines de Rouffach dont la couverture loessique est discontinue. De fait, comme le montre le profil d'Osenbach, cette dernière est plus étendue que ne le montre la carte géologique (Théobald et al. 1977a), avec des plaquages localisés interstratifiés dans des dépôts de pente, déjà mis en évidence à Turckheim (Mazenot 1963) et à Voegtlinshoffen (Wuscher et al. 2016). A Eguisheim-Herrenweg (Goudissard et al. sous presse), les lits de sables roses présents à la base signent aussi la contribution des sédiments soufflés depuis les vallées alluviales, processus déjà révélés autour des grandes vallées du Bas-Rhin. Enfin, les marnes calcaires du secteur qui libèrent en s'altérant des limons calcaires friables pourraient également constituer une source sédimentaire non négligeable. À ces sources multiples, il faut ajouter un relief relativement accidenté responsable de nombreux pièges à sédiments, mais certainement aussi de vents multidirectionnels.

À Eguisheim, les loess présentent une teneur très élevée en carbonates, avec des valeurs mesurées qui atteignent 35 % à Eguisheim (Blanck et Wacquant 1971). Le mélange avec des dépôts de pente apparaît également comme un caractère local important, bien illustré par Osenbach Pfaffenheimer Trank, où des probables dépôts éoliens ont été remaniés par ruissellement. Au sein de ces loess, des cambisols peu évolués marquent des périodes de stabilité propice à la pédogénèse. En surface, le sol mis au jour en surface à Eguisheim est un sol brun calcaire, qui s'explique par le caractère très calcaire des loess à partir desquels il s'est développé. L'absence d'horizon Bt, dont la teneur en argiles assure une relative cohésion lors des phases érosives pourrait expliquer l'érosion importante du sol eemien qui a amené Blanck et Wacquant (1971) à surestimer l'épaisseur des loess weichseliens.

5.5. Le Sundgau

Le Sundgau est un ensemble de collines au sud du fossé rhénan dont l'altitude se situe entre 400 et 300 m. Il s'étend de le Trouée de Belfort et des Vosges jusqu'à la Forêt-Noire. Il est délimité au sud par le Jura. Au nord, à hauteur de Mulhouse, sa limite est marquée par un talus et il domine la plaine du Rhin de 150 à 200 m (Fig. 157). Son réseau hydrographique est organisé par l'Ill et le Thalbach qui présentent un tracé SE-NO, avant de d'emprunter un angle à 90° et de prendre une orientation SO-NE. Vers le nord du Sundgau, en contrehaut de Mulhouse, le tracé SO-NE du Weiherbachgraben délimite une zone de collines plus élevées. Au sud de ce cours d'eau, un ensemble de petits cours, drainant des bassins-versants de quelques kilomètres carrés, sont tournés vers le Rhin et présentent des tracés rectilignes SO-NE.

Le Sundgau est façonné dans des séries de marnes calcaires oligocènes. Il est disséqué par de nombreuses failles qui commandent le réseau hydrographique et définissent trois structures principales, le fossé de Dannemarie, le horst de Mulhouse et le fossé de Sierentz parcouru par le Rhin, ainsi que de multiples sous-structures. Son histoire pliocène et quaternaire aurait défini deux grands ensembles morphosédimentaires. Sur sa moitié nord-est, à l'est du Thalbach s'étendent des terrasses alluviales du Pleistocène ancien et moyen couvertes de loess calcaires, notamment weichseliens. Sur sa moitié sud-ouest, subsiste un cailloutis pliocène témoin du passage du Rhin vers le Doubs. La couverture loessique est ici décarbonatée et argileuse, ce qui tiendrait à un âge plus ancien que celle à l'est du Thalbach (Sittler 1972).

Des séquences loessiques comprenant plusieurs cycles glaciaires-interglaciaires sont connues à Riedisheim, Pfastatt et Sierentz (Franc de Ferrière 1937). Mazenot (1963) a en outre décrit à Hégenheim, sur un versant exposé au NNE, à l'entrée du chemin de « l'Esp », en face du cimetière israélite, 4 à 5 m de « *loess brun jaune clair,* consistant mais cassant, légèrement sableux, surmontant un lehm visible sur 50 cm et lui-même recouvert d'un lehm rubéfié de 50 cm de puissance ». À Hagenbach, sur un versant exposé au nord-ouest, il rend compte de 3 à 4 mètres de « *loess jaune olive*, consistant mais cassant » qui surmonte « un lehm décalcifié réputé ancien ». A Tagolsheim, sur un versant exposé à l'ouest, il présente un « *loess jaune pâle*, consistant mais cassant, visible sur 1 à 2 m, qui comporte vers la base un cordon de cailloutis de gélivation calcaires, oligocènes et qui est recouvert de 1,50 m de cailloutis de même nature, emballés dans un loess soliflué ». Ces sites ont livré « la [malaco]faune classique bien étoffée du loess périglaciaire würmien telle qu'on la connaît de diverses autres régions de France. Ce sont des Loess récents du Würmien inférieur ». Enfin, à Brunstatt, probablement en position de plateau, il expose 3 à 4 m de « *loess gris clair,* très peu consistant et poudreux » dont le substrat n'a pas été observé et dont la malacofaune est attribuée au « Wurm supérieur ».

Dans la fosse de Sierentz, sur le versant occidental de la vallée du Rhin, les loess recouvrent trois terrasses alluviales. La plus récente, la « Haute-Terrasse » a un âge minimal de 250 ka sur la base de sa couverture loessique à Sierentz qui comprend au moins deux cycles glaciaires-interglaciaires et d'après des datations par luminescence stimulée optiquement (Rentzel et al. 2009). La plaine rhénane est constituée quant à elle d'un complexe de quatre basses terrasses alluviales, dont la plus haute domine le lit actuel du Rhin d'une vingtaine de mètres. Son sommet est marqué par un sol rouge rubéfié, comparable à celui décrit sur le cône de la Hardt (Hirth

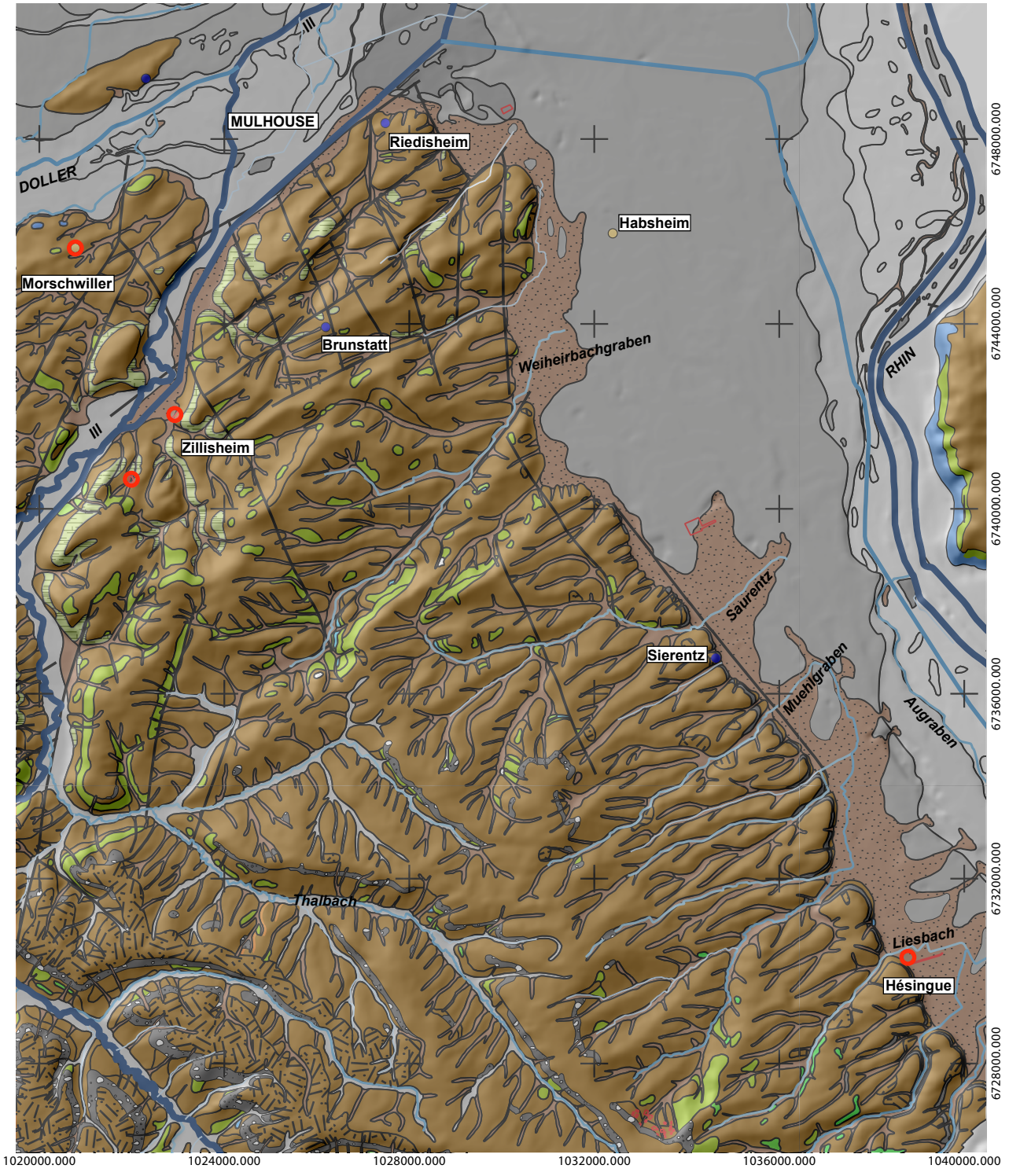


Fig. 157 : carte géologique simplifiée du Sundgau (d'après Bd Charm/BRGM) et localisation des sites présentés et discutés.

1971 ; Kock et al., 2009). Ce complexe de terrasse a fait l'objet d'une vingtaine de datations, OSL et ^{14}C sur sédiments et sur troncs fossiles, entre Laufenburg (Suisse) et Habsheim. À Habsheim, le sommet de la basse terrasse la plus élevée a été daté par OSL de 13200 ± 1000 ans (Kock et al. 2009). À l'ouest, plusieurs cours d'eau débouchent des vallées du Sundgau, notamment le Weiherbachgraben, le Saurentz, le Muehlgraben, le Liesbach et le Augraben. Après moins de deux kilomètres de tracé sur la basse terrasse, leurs eaux s'infiltrent dans les graviers ; seul l'Augraben, nourri par son affluent le Liesbach, rejoint le Rhin. Ils sont responsables de cônes coalescents pléistocènes et holocènes résultats de l'érosion des loess (Kock et al. 2009 ; Rentzel et al. 2009). Leur fonctionnement est très mal connu et les successions stratigraphiques constitutives de ces cônes n'ont pas encore été décrites.

À l'est et au nord de l'Ill, les sols observés aujourd'hui sur les loess de la moitié orientale Sundgau sont calcaires. Ils sont décarbonatés dans la moitié occidentale, autour de l'Ill et de la Largue (Party et al. 2011). Ces caractères pédologiques seraient liés à la nature très calcaires des loess de la moitié orientale Sundgau et seuls certains versants auraient été suffisamment décarbonatés pour permettre le développement de luvisols (Jamagne 2011). Ils sont également liés à l'érosion. Ainsi sur un versant à Habsheim, une dizaine de profil a montré qu'un luvisol a été presque entièrement tronqué entre le Néolithique et le premier âge du Fer (Froehlicher et al. 2016).

Des diagnostics archéologiques menées récemment à Zillisheim et Hésingue et la fouille préventive d'un sit magdalénien à Morschwiller apportent de nouveaux éléments sur l'épaisseur et la nature des loess weichseliens, sur la pédogénèse tardiglaciaire et holocène et sur l'ampleur de l'érosion holocène.

5.5.1 Zillisheim

Deux diagnostics archéologiques menés à Zillisheim (Bolly, 2018 ; Bolly et al., 2018) ont permis la mise au jour de quatre profils. Les deux premiers, tranchée 13 et tranchée 1, se situent sur le flanc exposé à l'ESE d'un petit vallon sec, le « *Hohrain* » (Fig. 158). Le troisième, tranchée 18, se trouve sur le versant opposé, exposé à l'ONO. Le dernier, tranchée 8, est localisé rue des Grives au pied du versant exposé à l'ONO de la vallée de l'Ill.

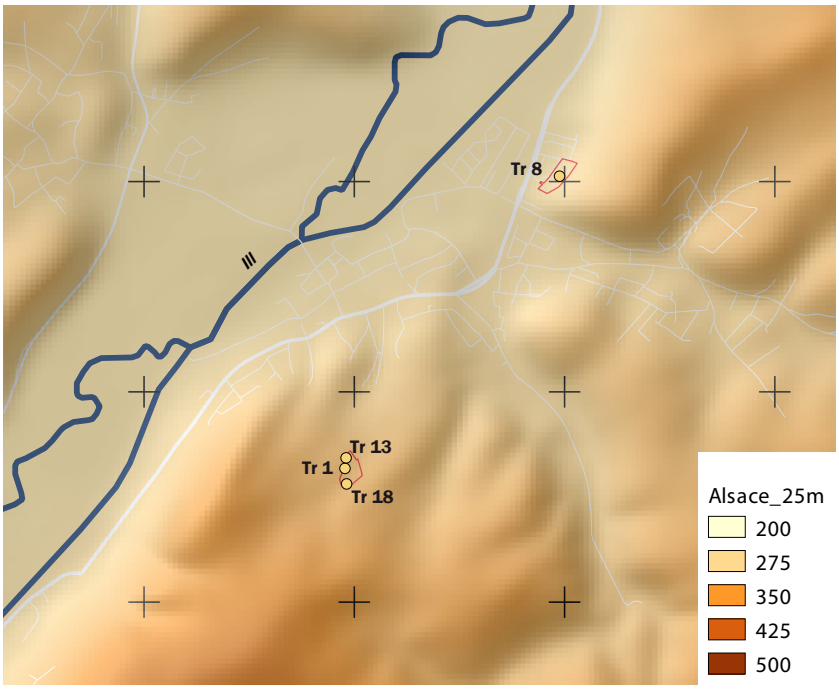


Fig. 158 : localisation des profils étudiés à Zillisheim.

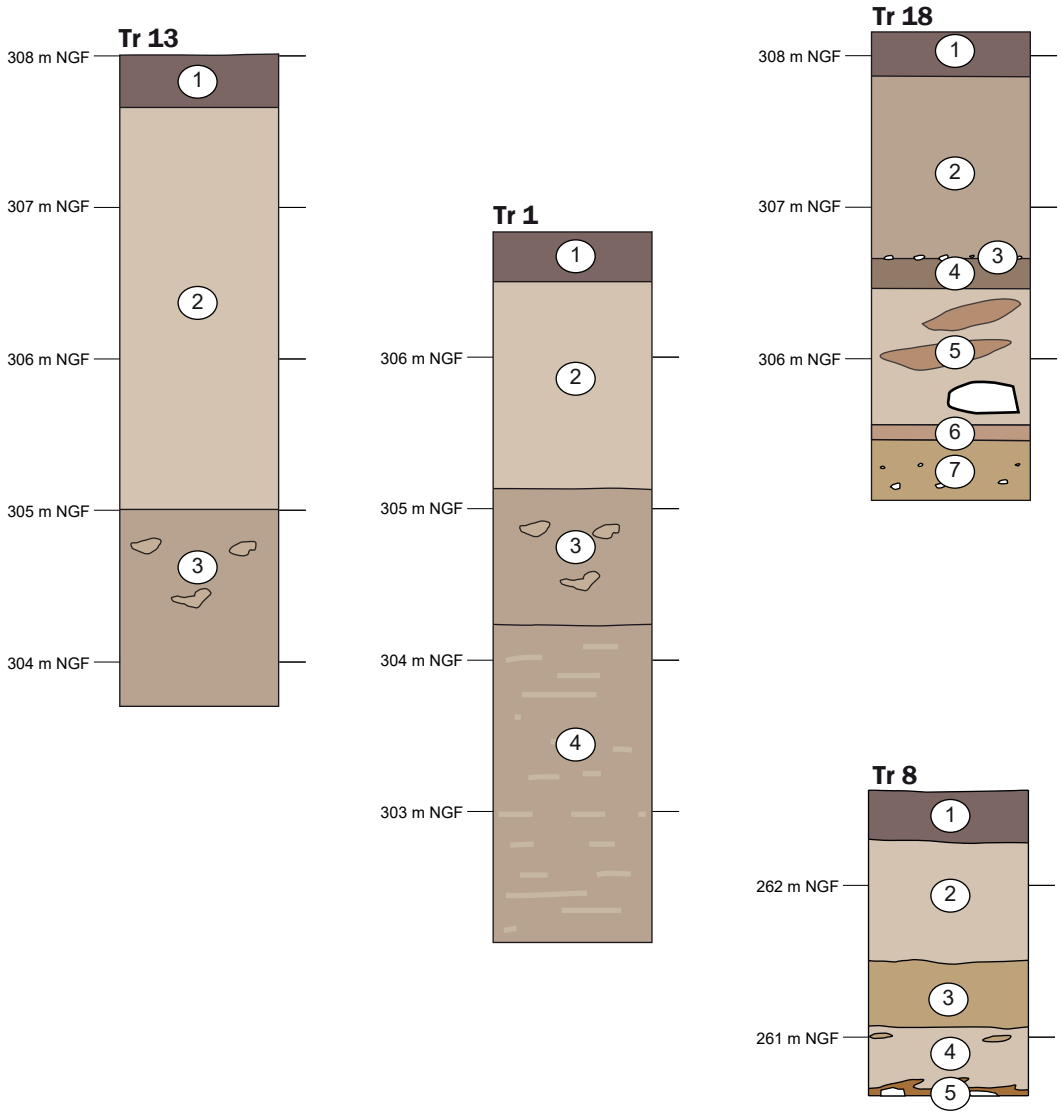


Fig. 159 : profils étudiés à Zillisheim. Les couleurs de la figure correspondent aux nuances observées sur le terrain et permettent de proposer des corrélations de tranchée à tranchée. Tranchée 13, unité 1 : limons, brun, structure labourée ; unité 2 : limons, beige blanc ; unité 3 : limons, beige brun pâle, taches décimétriques plus claires dans le mètre supérieur de l'horizon (terriers fossiles) ; tranchée 1, unité 1 : limons, brun, structure labourée ; unité 2 : limons, beige blanc ; unité 3 : limons, beige brun pâle, taches décimétriques plus claires dans le mètre supérieur de l'horizon (terriers fossiles) ; unité 4 : limons, beige brun pâle, hétérogène avec lamines plus claires ; tranchée 18, unité 1 : limons, brun, structure labourée ; unité 2 : limons légèrement sableux, beige brun, charbons et fragments de terre-cuite ; unité 3 : lamines sablo-gravillonneuses discontinues ; unité 4 : limons légèrement argileux, brun ; unité 5 : limons, beige, avec des poches de limons légèrement argileux et un bloc calcaire (40 cm de diamètre) ; unité 6 : limons légèrement argileux, brun orangé, unité discontinue, en poches ; unité 7 : limons légèrement argileux, beige jaune, quelques graviers calcaires ; teinte jaune gris, oxydations et structure plus compacte vers la base ; tranchée 8, unité 1 : limons argileux organiques ; unité 2 : limons, beige blanc, compact et pulvérulent, légère hétérogénéité de la couleur et de la texture (fluage) ; unité 3 : limons, beige brun, compact et pulvérulent ; unité 4 : limons, blanc, compact et pulvérulent ; unité 5 : limons, beige brun compact, blocs calcaires centimétriques à décimétriques en fond de tranchée.

Sur le flanc exposé à l'ESE du vallon du « *Hohrain* », la base de la succession loessique n'a pas été atteinte. Elle est épaisse de plus de 4 m (Fig. 159). Les niveaux les plus anciens reconnus sont des limons beige-brun avec de plages plus claires (tranchée 1, unité 4). Ils sont coiffés par des limons beige-brun, l'unité 3 des tranchées 13 et 1, parcourus de terriers centimétriques remplis par des limons beiges de même nature que l'unité postérieure, l'unité 2, des limons beige-blanc massifs. La succession stratigraphique est coiffée par un horizon brun sombre labouré, l'unité 1. Les plages plus claires de l'unité 4 peuvent être liées à des phases de ruissel-

lement. La couleur plus brune et les terriers centimétriques de l'unité 3 évoquent quant à eux les traits d'un sol brun arctique. L'unité 2 est constituée de loess massifs. L'ensemble de ces traits suggère une attribution au Pléniglaciaire moyen des unités 4 et 3 et au Pléniglaciaire supérieur de l'unité 2 de la succession loessique.

Sur le versant opposé, la tranchée 18 s'est arrêtée sur des limons légèrement argileux, beige jaune relativement compacts contenant des graviers calcaires (Fig. 159). La succession stratigraphique se poursuit avec les unités 6 et 5 constituées de limons beiges hétérogènes, avec des poches de limons légèrement argileux et un bloc calcaire décimétrique. La couleur brune des unités 4 et 2 tranche avec la moitié inférieure de la séquence. Un lit lâche de galets est interstratifié entre ces deux unités. Le caractère très compact et la teinte légèrement jaune de l'unité à la base sont des caractères des marnes oligocènes. La présence de graviers calcaires témoigne d'un remaniement le long du versant. Les unités 6 et 5 sont des dépôts loessiques et des lambeaux de paléosols flués sur le versant lors de phases de gel-dégel. La teinte brune des unités 4 et 2 résulte de phases de pédogénèse des dépôts loessiques durant l'Holocène. Si l'unité 4 paraît en place, le lit de galets lâches de l'unité 3 et les fragments de terre cuite et de charbons sont les conséquences de phases de déstabilisation des versants d'origine agricole. La tranchée 8, sur le versant orienté à l'ouest de la vallée de l'Ill, présente des caractères communs avec la tranchée 18, avec à la base des limons beige brun compact riches en blocs calcaires centimétriques à décimétriques en fond de tranchée interprétés comme des dépôts de pente, l'unité 5, et trois unités de loess flués, les unités 4, 3 et 2.

Les profils ouverts à Zillisheim en témoignant de l'importante variabilité de l'épaisseur des formations loessiques du secteur qui semble contrôlé par l'exposition des versants permettent de donner un cadre géomorphologique aux successions stratigraphiques weichseliennes présentées par Mazenot (1963) qui apparaissent donc localisées. Les versants exposés à l'ouest apparaissent ainsi couverts de dépôts de pente, grossiers à la base, loessique au sommet, tandis que le versant exposé à l'est du Hohrain est couvert par une série loessique non remaniée du Pléniglaciaire moyen et supérieur de plus de 4 m.

5.5.2 Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines »

Le site de Morschwiller-le-Bas se trouve au nord du Sundgau, dans un secteur parcouru de vallons secs qui présente une orientation préférentielle ESE-ONO liée à la structure du substrat oligocène, découpée par de nombreuses failles. La succession stratigraphique présentée ici se situe dans une des branches, très peu visible dans la topographie actuelle, d'un de ces vallons secs. Elle a été mise au jour suite à la fouille d'un site du Paléolithique supérieur récent (Koehler et al. 2016a) et de nombreux vestiges du Néolithique ancien au Bronze final (Vergnaud et al. 2016). Elle est restituée à partir de deux profils localisés dans l'encaissant et au centre de la portion de vallon fouillée (Fig. 160, Fig. 161, Fig. 162 et Tab. 40).

Les niveaux les plus anciens étudiés sont des limons argileux orangé qui présentent une structure massive, quelques petits cailloux et des filaments oxydés (unité 12). Ils sont fossilisés par un ensemble de limons beiges à brun gris pâle à structure massive à bioturbée et contenant une malacofaune relativement abondante (unités 11, 10 et 9) et sont suivis dans l'axe du thalweg par des limons beiges lités (unité 8). L'ensemble le plus récent qui colmate complètement le thalweg est constitué de plusieurs unités de limons argileux bruns (unités 7 à 1). À la base, les unités 7 et 6 sont marquées par des nodules d'oxydes ferro-manganiques et des glosses sinueuses plus claires. Des enduits argileux ont été notés sur les faces des agrégats des unités 6 et 5. Cette dernière se distingue par sa couleur brun rouge. L'unité 4 se caractérise quant à elle par une teinte foncée et par un réseau de fissures qui dessine des polygones de quelques décimètres de diamètre. Elle a livré un site magdalénien organisé autour de foyers et constitué de quelques dents d'équidés et de restes lithiques dont les caractéristiques techniques évoquent un âge d'environ 14 500 ans. Elle est fossilisée par l'unité 3, des limons argileux brun rouge qui contiennent des fragments de céramique non tournée et sont traversés de glosses sinueuses de quelques centimètres de larges. La séquence se termine par des limons gris et beige brun avec des fragments de céramiques (unité 2). Le sommet de la séquence, l'unité 1, est sombre et a été intensément labouré.

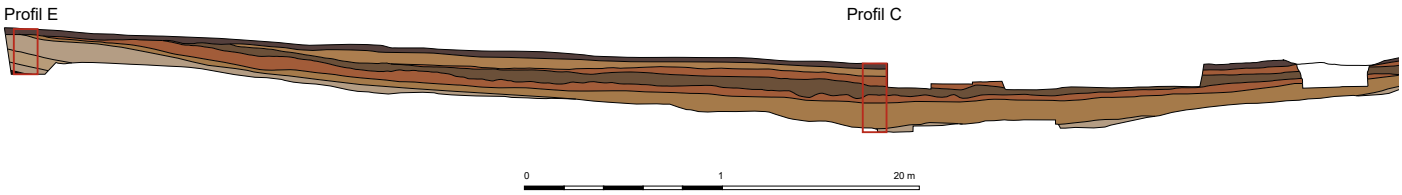


Fig. 160 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », coupe générale et position des profils présentés.

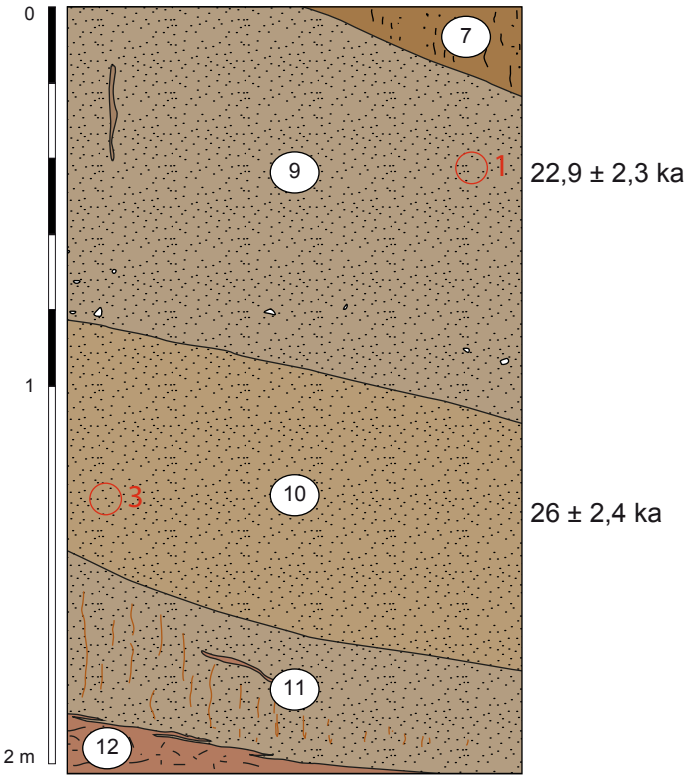


Fig. 161 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », coupe E.

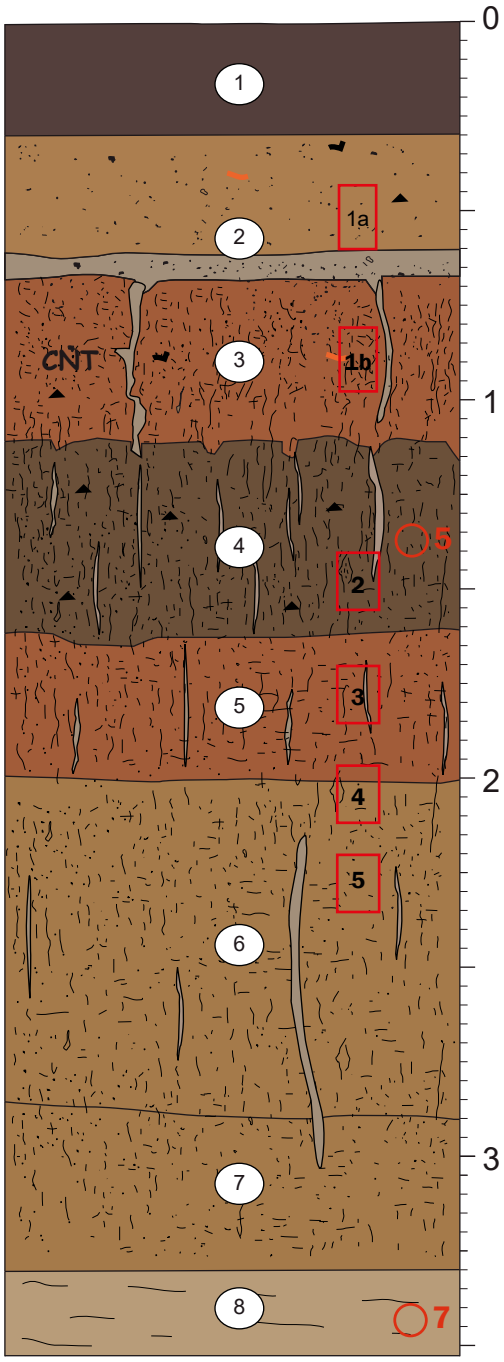


Fig. 162 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », coupe C.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,3 m	Limons argileux, brun sombre, structure labourée et tassée par les engins
2	0,38 m	Limons, beige brun, structure massive bioturbée, fragments de céramique
3	0,42 m	Limons argileux, brun rouge, structure massive à prismatique, nodules d'oxydes ferro-manganiques, fragments de céramique non tourné, glosses sinueuses de quelques centimètres de larges (racines ?)
4	0,5 m	Limons argileux, brun foncé, structure prismatique, porosité tubulaire, environ 15% de fissures qui dessinent des polygones
5	0,38 m	Limons argileux, brun rouge, structure prismatique à polyédrique, enduits argileux sur les faces des agrégats, nodules d'oxydes ferro-manganique
6	0,86 m	Limons argileux, brun légèrement orangé, structure prismatique, enduits argileux sur les faces de certains prismes, nodules d'oxydes ferro-manganiques, glosses sinueuses de quelques centimètres de larges (racines ?)
7	0,44 m	limons argileux, brun, structure massive à prismatique, suites des glosses de l'unité 6, nodules d'oxydes ferro-manganiques,
8	Base non atteinte	limons, beige, structure massive, présence de lentilles sub-horizontales
9	0,84 m	limons, beige brun (10YR6/3), structure bioturbée à massive
10	0,68 m	limons sableux, beige, structure massive bioturbée, nombreux nodules d'oxydes de manganèse, beaucoup de coquilles visibles
11	0,34 m	limons, gris beige, (10YR6/3), structure massive, très légèrement bioturbée
12	Base non atteinte	limons argileux orangé (7,5YR5/4), structure massive, quelques petits cailloux, filaments oxydés

Tab. 40 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines » description des unités rencontrées

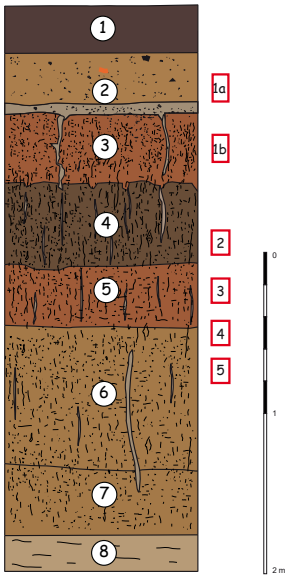
Alors que la couleur beige à gris et la structuration pédologique peu marquée des unités 11 à 8 témoignent de dépôts loessiques et de colluvions à faible évolution post-dépositionnelle, le caractère argileux et la couleur brun orangé de l'unité la plus ancienne (unité 12) et des unités de l'ensemble le plus récent (unités 7 à 1) sont le fruit d'évolutions pédologiques de rang interglaciaire. Au sein des dépôts glaciaires, la couleur grise et les oxydations ferro-manganiques de l'unité 11 sont les marques du développement d'un gley de toundra. Alors que l'unité 10 est un dépôt loessique, l'unité 9 présente les traits d'un sol brun calcaire peu développé dans des conditions interstadiaires. Les litages de l'unité 8 témoignent quant à eux d'un dépôt par ruissellement.

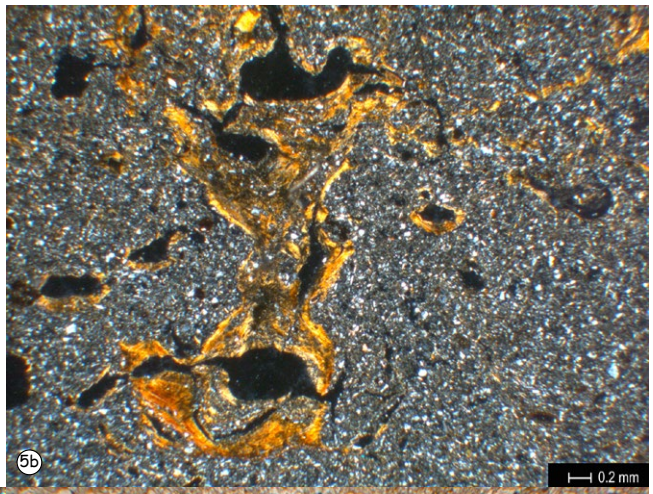
L'ensemble interglaciaire le plus ancien n'est représenté que par l'unité 12 qui n'a pas été suffisamment sondée pour poser des hypothèses sur le type de pédogénèse, mais aucun enduit argileux typique d'un horizon Bt de luvisol n'a été mis en évidence. Ces enduits sont présents en revanche sur les faces des agrégats des unités 5 et 6 de l'ensemble interglaciaire plus récent qui peut être attribué au Tardiglaciaire et à l'Holocène sur de la base de sa position, de l'ordre stratigraphique et des vestiges archéologiques. Trois générations de glosses ont été observées. À la base, dans les unités 6 et 5, ainsi que dans l'unité 2, elles ont la forme de racines. Dans l'unité 4, elles dessinent des polygones qui sont la conséquence d'une phase de dessiccation du sol qui rappelle celle de l'Holocène récent fréquemment mise en évidence dans l'est de la France (Gebhardt et al. 2018). La présence de fragments de céramiques dans les unités 3 et 2 est la conséquence de dépôts de pente le long du thalweg, probablement sous l'influence des pratiques agro-pastorales.

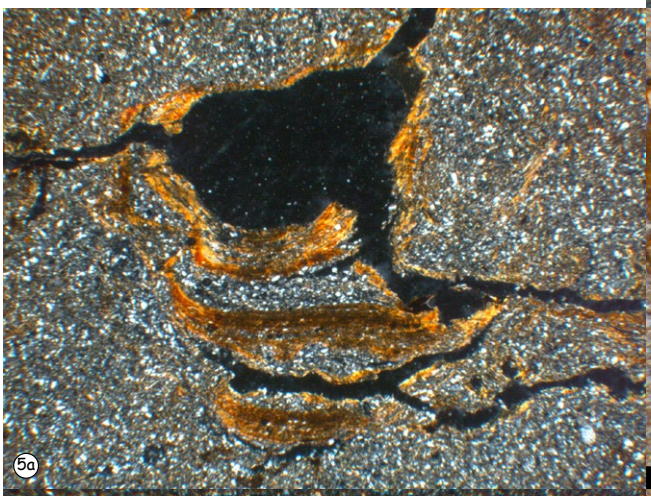
Pour préciser l'âge des différents ensembles, quatre tubes pour des datations par luminescence ont été prélevés, deux dans les dépôts glaciaires, unités 10 et 9, un dans l'unité 8, à la base du complexe pédologique tardiglaciaire et holocène et un dernier dans l'unité 4 qui a livré des vestiges archéologiques du Magdalénien. Six lames minces ont été prélevées pour préciser les dynamiques de mise en place et de développement du complexe pédologique tardiglaciaire et holocène.

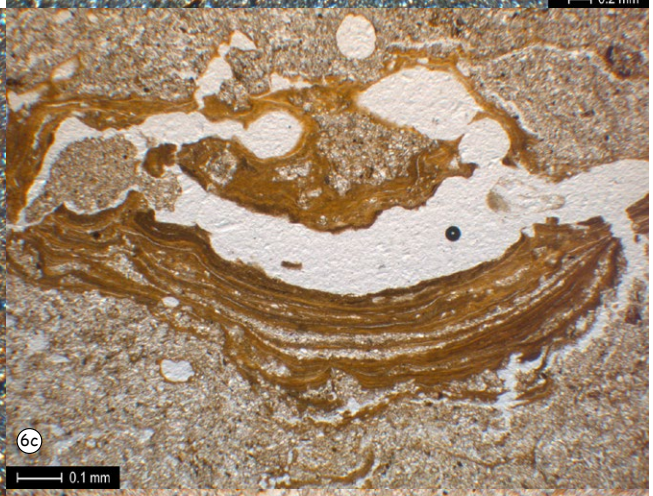
5.5.2.1 Caractères micromorphologiques

Les limons et les sables sont constitués presque exclusivement de quartz, sauf dans l'unité 6 où des feldspaths et des micas ont été relevés (Tab. 41). Des charbons et des débris végétaux sont présents dans les unités 2 et 3. Des revêtements argileux remaniés, témoins du remaniement d'un horizon de type Bt, ont été observés dans











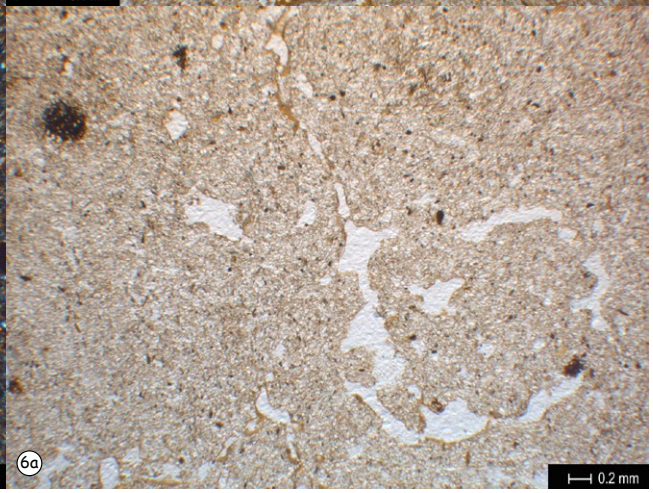
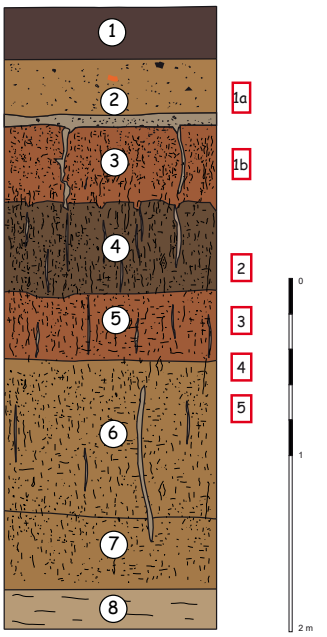
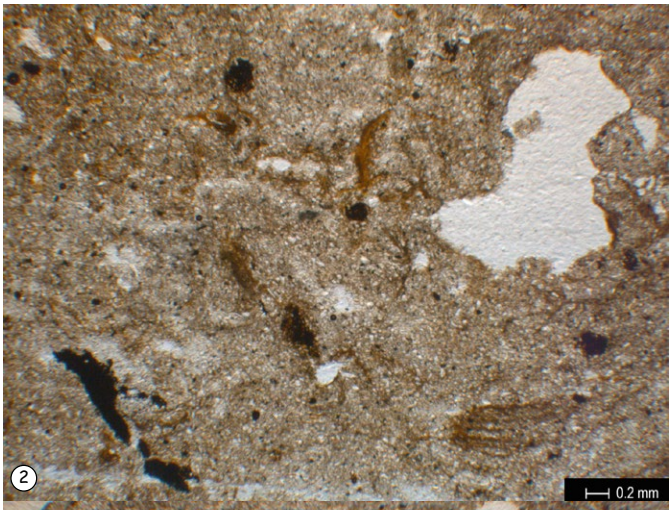
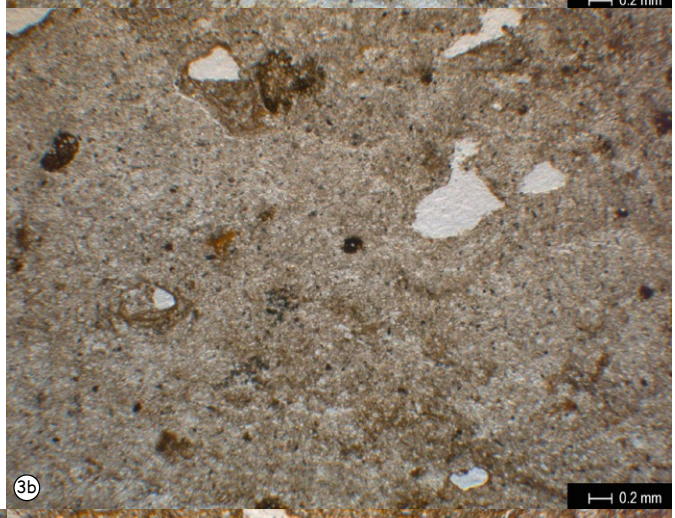
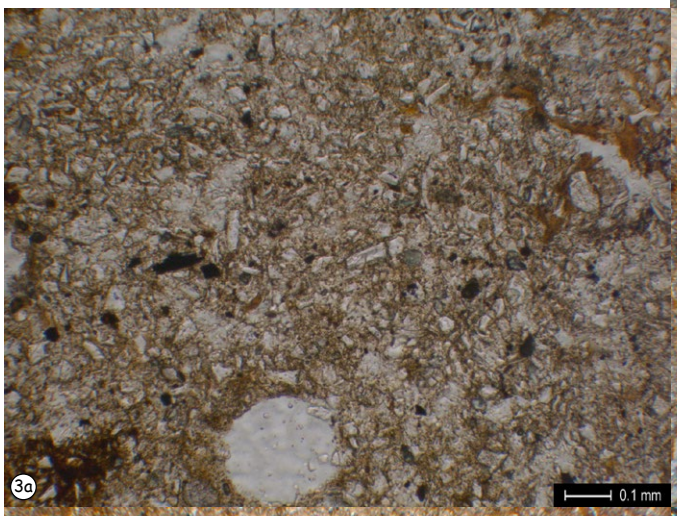


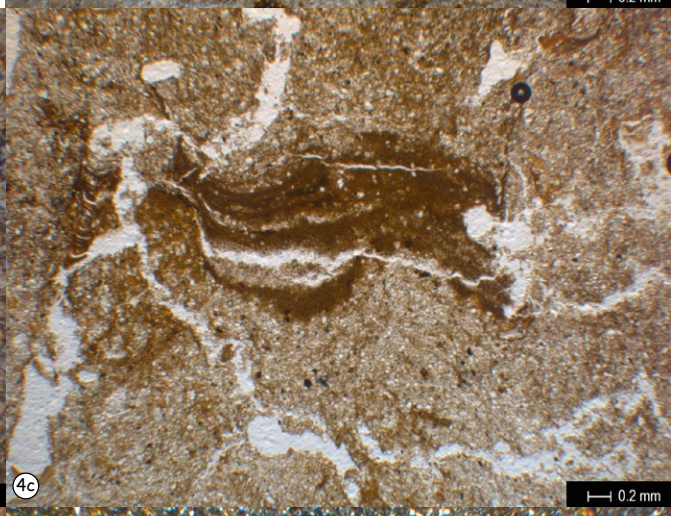
Fig. 163 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », principaux traits micromorphologiques. 6a : vue générale de l'unité 6 et des cavités biologiques (lumière polarisée non analysée) ; 6b : unité 6, alternance de revêtements argileux et silteux (lumière polarisée analysée) ; 6c : unité 6, alternance de revêtements argileux et silteux (lumière polarisée non analysée) ; 5a : unité 5, alternance de revêtements argileux et silteux (lumière polarisée analysée) ; 5b : unité 5, alternance de revêtements argileux et silteux (lumière polarisée analysée)

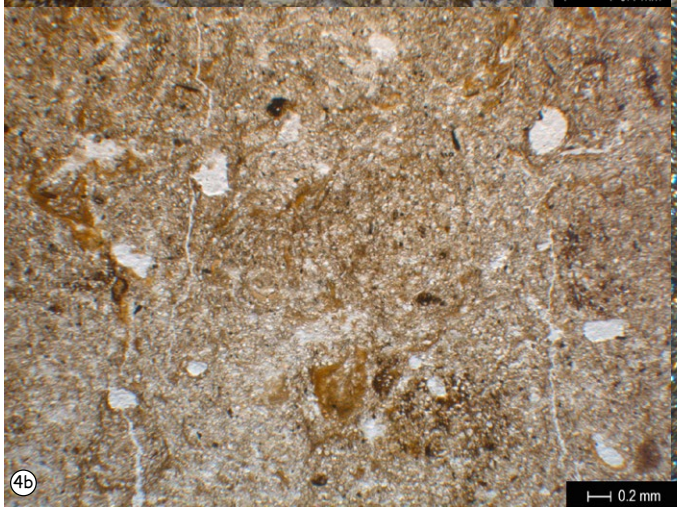

1
2
3
4
5
6
7
8
1a
1b
2
3
4
5
0
1
2 m

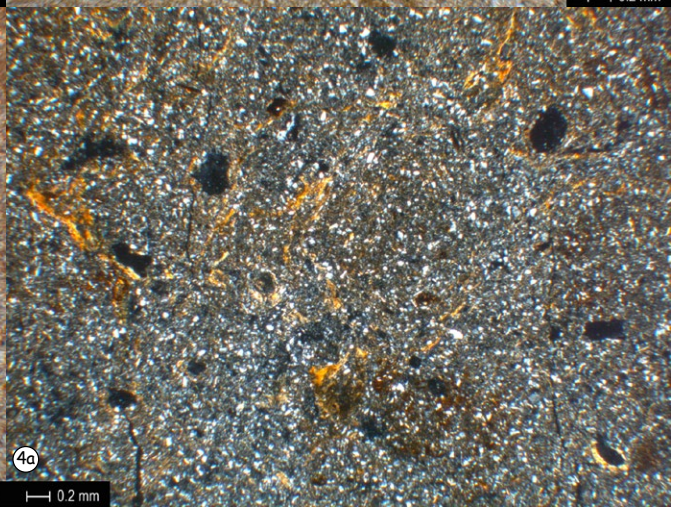

2
0.2 mm


3b
0.2 mm


3a
0.1 mm


4c
0.2 mm


4b
0.2 mm


4a
0.2 mm

les unités 2, 3 et 4. La matrice est argilo-poussiéreuse dans toutes les unités. Elle présente une biréfringence striée marquée dans les unités 6, 5 et 4. Particulièrement abondante dans les unités 4 et 5, elle a été lessivée très localement dans l'unité 4 et de façon un peu plus étendue dans les unités 3 et 2.

L'organisation entre constituants grossiers et sédiments fins, argiles et limons fins, est porphyrique, c'est-à-dire que les constituants grossiers sont répartis de façon homogène dans la matrice fine. Dans les unités 2 et 3, des intercalations ont été notées, ainsi que des plages appauvries en matrice fine. Ces traits sont liés à un dépôt par ruissellement et une prise en masse. Dans l'unité 3, l'organisation parfois concentrique de ces traits témoignent aussi de l'activité biologique.

Unité	Lame	Microstructure	Composants	Traits pédologiques
2	1A	porphyrique, faiblement agrégée, présence d'intercalations, porosité (10 à 15 %) sous la forme de fissures et de cavités	quartz, nodules d'oxydes de fer aux limites nettes, charbons oxydés, débris végétaux, papules, matrice argileuse très poussièreuse	oxydes de fer (tâches diffuses d'1 à 2 mm de diamètre), revêtements argilo-poussiéreux et revêtements silteux et sableux, puis revêtements argileux orangés
3	1B	porphyrique, présence d'intercalations, faiblement agrégée, porosité (10 à 15 %) sous la forme de fissures, de cavités biologiques et cavités polyconcaves d'entassement d'agrégats	quartz, papules, charbons, charbons oxydés et débris végétaux, matrice argileuse très poussièreuse	oxydes de fer (tâches diffuses d'1 à 2 mm de diamètre), revêtements argileux orangés puis revêtements argilo-poussiéreux
4	2	porphyrique, agrégée, porosité (15 à 20 %) sous la forme de fissures accomodées vides de sédiments, de cavités et de fissures colmatées	quartz (dont beaucoup d'esquilles), paillettes argileuses, nodules d'oxydes de fer aux limites nettes, papules, matrice rgilo-poussiéreuse, micro et macro biréfringence striée	oxydes ferro-manganiques (nodules d'1 mm de diamètre et imprégnations), revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et fissurés puis revêtements argilo-poussiéreux
5	3	porphyrique, agrégée, porosité (10 %) sous la forme de fissures accomodées vides de sédiments, chenaux et cavités biologiques, fissures complétement colmatées	quartz (dont beaucoup d'esquilles), micas, débris opaques, matrice argilo-poussiéreuse, biréfringence striée	oxydes ferro-manganiques (nodules d'1 mm de diamètre et imprégnations), revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et fissurés puis revêtements argilo-poussiéreux
6	4	porphyrique, agrégée, porosité (15 %) sous la forme de cavités biologiques, d'une fissure et de quelques cavités polyconcaves	quartz et micas, matrice argilo-poussiéreuse moins, discrète biréfringence striée	oxydes ferro-manganiques (nodules de 0,5 à 1 mm de diamètre et imprégnations), revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et fissurés
6	5	porphyrique, légèrement agrégée, porosité (15 %) sous la forme de chenaux et de quelques cavités polyconcaves	quartz et micas, matrice argilo-poussiéreuse, très discrète biréfringence striée	oxydes ferro-manganiques (nodules d'1 à 2 mm de diamètre et imprégnations), revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et fissurés

Tab. 41 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », description micromorphologique du comblement du vallon.

La porosité est relativement bien exprimée, de 10 à 20 %. Elle est constituée de fissures, de chenaux et de cavités biologiques. Des cavités polyconcaves liées à l'entassement d'agrégats ont été relevées dans les unités 6 et 3. Dans l'unité 5, elle est en grande partie colmatée par des revêtements argileux.

Dans les unités 6, 5 et 4, les revêtements sont argileux orangés interstratifiés avec des silts et des sables (Fig. 163). Dans les unités 5 et 4, ils sont suivis par des revêtements argilo-poussiéreux. Dans l'unité 3 qui a livré des fragments de céramiques protohistoriques, des revêtements argileux orangés sont suivis de revêtements argilo-poussiéreux (Fig. 164). Dans l'unité 2, la succession inverse est notée et des revêtements argilo-poussiéreux et silteux sont suivis de revêtements argileux orangés. Au final, 8 phases de revêtements ont été décrites, de la plus ancienne à la plus récente :

• des revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et des sables (unités 6 et 5)
• des revêtements argilo-poussiéreux (unités 6 et 5)

Fig. 164 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », principaux traits micromorphologiques. 4a : vue générale de l'unité 4 avec les papules et les revêtements argileux dans la porosité et des cavités biologiques (lumière polarisée analysée) ; 4b : vue générale de l'unité 4 avec les papules et les revêtements argileux dans la porosité et des cavités biologiques (lumière polarisée non analysée) ; 4c : unité 4, revêtements silteux et poussiéreux (lumière polarisée non analysée) ; 3a : vue générale de l'unité 3 (lumière polarisée non analysée) ; 3b : vue générale de l'unité 3 (lumière polarisée non analysée) ; 2 : vue générale de l'unité 2 (lumière polarisée non analysée).

• des papules, c'est-à-dire des revêtements remaniés (unité 4)
• des revêtements argileux orangés interstratifiés avec des silts et des sables (unité 4)
• des revêtements argilo-poussiéreux (unité 3)
• des revêtements argileux orangés (unité 3)
• des revêtements argilo-poussiéreux (unité 3 et 2)
• des revêtements argileux orangés (unité 2)

5.5.2.2 Datations numériques et calages archéologiques

Quatre datations numériques ont été obtenues, comprises entre 26 ± 2,4 et 13,5 ± 1,3 ka (Tab. 42). Elles sont cohérentes et présentent une progression logique. Les unités 10 et 9, datées respectivement 26 ± 2,4 et 22,9 ± 2,3 ka, peuvent donc être attribuées à la première partie du Pléniglaciaire supérieur, antérieure au stade glaciaire 2 (Rasmussen et al. 2014). Un âge de 19,5 ± 2,1 a été obtenu dans l'unité 8, une unité de loess lités. Cette fourchette chronologique correspond à une phase froide et aride, peu compatible avec le faciès ruisselé observé. Un blanchiment partiel est donc probable si l'unité s'est mise en place rapidement après le réchauffement climatique brutal du Tardiglaciaire après 14,8 ka (Rasmussen et al. 2014). Enfin, l'unité 4 a été datée de 13,5 ± 1,3, ce qui correspond à la transition du Bölling et du Dryas moyen (Litt et al. 2001).

Sample	Lab. No.	Depth [cm]	Uranium (U-238) [ppm] (a)	Thorium (Th-232) [ppm] (a)	Potassium (K-40) [%] (a)	Cosmic dose rate [Gy/ka] (b)	Water cont. measured [%] (c)	Water cont. estimated [%] (d)	Dose rate (D_0) [Gy/ka] (e)	Equivalent dose (D_e) [Gy] (f)	OSL age [ka]
6159 Morschwiller OSL 1	HUB-0583	90	3.40 ± 0.29	11.50 ± 0.86	1.35 ± 0.03	0.21 ± 0.02	20.4 (14.9)	20 ± 5	3.12 ± 0.28	71.3 ± 3.3	22.9 ± 2.3
6159 Morschwiller OSL 3	HUB-0584	200	2.99 ± 0.14	8.84 ± 0.63	1.05 ± 0.02	0.19 ± 0.02	22.5 (1.0)	20 ± 5	2.54 ± 0.21	66.0 ± 2.7	26.0 ± 2.4
Morschwiller OSL 7	HUB-0585	224	3.23 ± 0.25	11.28 ± 0.77	1.58 ± 0.03	0.19 ± 0.02	24.4 (15.0)	20 ± 5	3.22 ± 0.27	62.7 ± 4.4	19.5 ± 2.1
Morschwiller OSL 5	HUB-0586	156	3.23 ± 0.24	11.33 ± 0.96	1.48 ± 0.03	0.20 ± 0.02	22.4 (2.6)	20 ± 5	3.15 ± 0.28	42.6 ± 2.0	13.5 ± 1.3

Tab. 42 : Tableau 17 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », dosimétrie et âges obtenus par luminescence stimulée optiquement (résultats obtenus par Alexander Fülling)

Nous avons vu que le mobilier archéologique de l'unité 4 présente les caractères des productions lithiques du magdalénien supérieur classique, datées autour de 14,500 BP (étude de François Bachellerie dans Koehler et al., 2016). En revanche, la taille réduite des fragments de terre-cuite prélevés dans les unités 3 et 2 ne permet pas de caler leur mise en place.

5.5.2.3 Morschwiller-le-Bas « *Parc des Collines* », synthèse

En sommet de plateau, sur les flancs du vallon-sec, les dépôts weichseliens sont épais d'un peu plus de deux mètres et fossilisent un paléosol de rang interglaciaire partiellement exhumé (Fig. 165). Ils comprennent un gley et un sol brun arctique, des paléosols attribués au Pléniglaciaire supérieur sur la base des faciès et des datations numériques. Ils témoignent donc d'importants hiatus au sein de la succession. Ils sont recoupés par un vallon colmaté au Tardiglaciaire et à l'Holocène.

La succession tardiglaciaire et holocène, épaisse d'un peu plus de trois mètres, est constituée de loess ruisselés, décarbonatés et bioturbés. Le sommet de ces dépôts présente une couleur brun rouge marquée sur environ un mètre d'épaisseur, avec une unité plus sombre dans laquelle ont été conservés les vestiges magdaléniens, notamment des foyers autour desquels sont répartis les restes lithiques. L'ensemble de ces unités présente des en-

duits argileux typiques d'un horizon Bt. L'étude micromorphologique montre que la première génération de revêtements, antérieure à l'occupation magdalénienne est interstratifiée avec des silts et des sables. Elle témoigne ainsi d'une ambiance climatique encore froide et de surfaces dénudées. Elle permet une attribution des caractères majeurs de l'horizon au Tardiglaciaire, ce qui conforte le modèle de formation des sols bruns lessivés proposé par Van-Vliet-Lanoë et ses collègues (1992). En outre, l'horizon qui comprend les vestiges archéologiques, contient de nombreux revêtements brisés qui témoignent du remaniement d'un horizon illuvié. Ce trait peut également plaider pour une genèse précoce de l'horizon Bt. Mais il peut aussi résulter de la phase de dessiccation révélée par les polygones décimétriques qui recoupent l'horizon. Or, au regard des unités postérieures, qui contiennent charbons et fragments de céramiques, cette phase d'assèchement peut être relativement récente, contemporaine de celle attribuée au Subatlantique mise en évidence dans l'est de la France (Gebhardt et al. 2018).

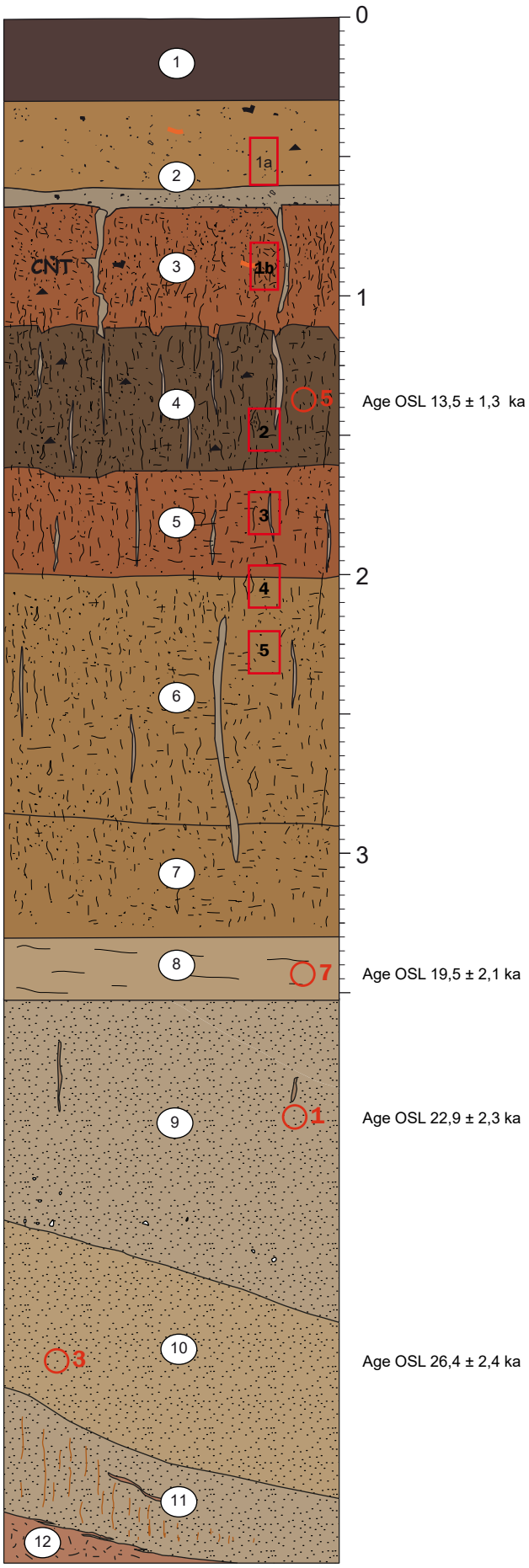


Fig. 165 : Morschwiller-le-Bas, profil synthétique.

5.5.3 Hésingue « *Liesbach* »

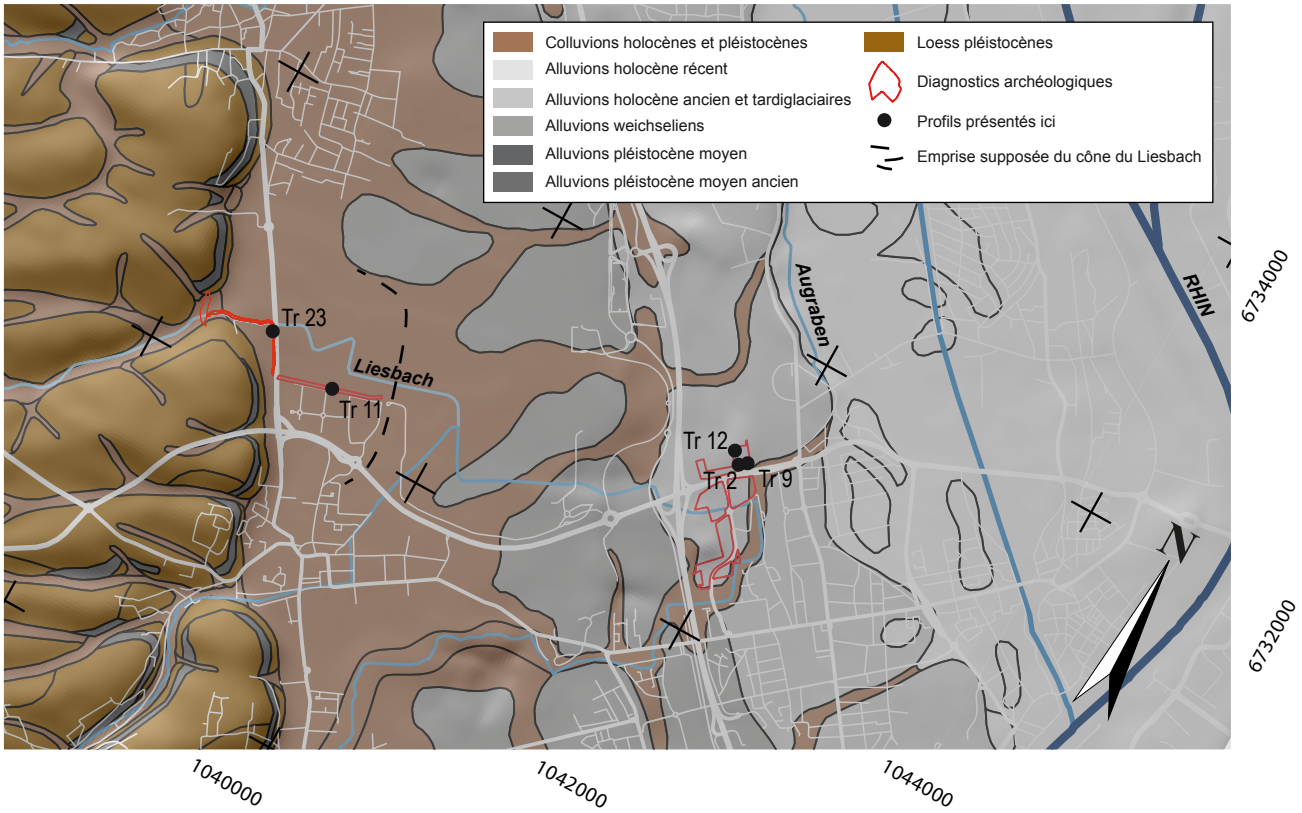
Le Liesbach, un affluent de l'Augraben prend sa source à Folgensbourg et draine un bassin versant d'un peu plus de 8 km^2. Il est alimenté par une nappe présente à la base des formations quaternaires sur le toit des formations marneuses tertiaires. Son débit est très irrégulier, fortement contraint par les variations pluviométriques (Georges 1995). Les successions stratigraphiques levées lors de plusieurs diagnostics archéologiques (Schneikert et Wuscher 2016 ; Vauthier 2017 ; Vauthier et al. 2017) permettent d'en restituer le fonctionnement holocène, lié à l'érosion des loess de son bassin versant. Cinq sondages sont présentés ici (Fig. 166).

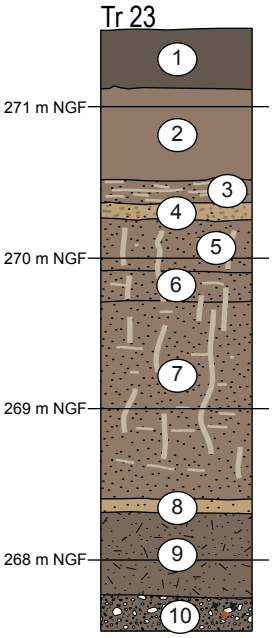
Des alluvions rhénanes ont été rencontrées autour de 256 m NGF à environ trois kilomètres du débouché du Liesbach dans la plaine (Fig. 166). Elles sont constituées de galets hétérogènes, d'un à quatre centimètres de diamètre moyen jusqu'à quinze centimètres de diamètre maximum pris dans une matrice sableuse grossière grise. Au sommet de ces galets, se développent des poches de sables fins gris blanc avec des croûtes calcaires d'épaisseur centimétriques. La partie sommitale des galets et des sables (tranchée 2, unité 3 et tranchée 9, unité 2) est argileuse et présente une teinte brun-rouge. Une petite dépression dont la géométrie n'a pu être définie a livré dans la tranchée 12, des dépôts limoneux brun jaune et des fragments de céramique non tournée protohistoriques.

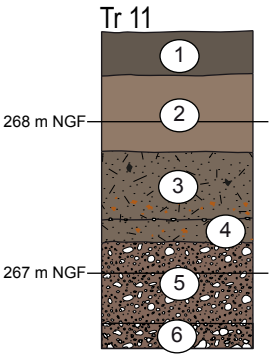
Vers le versant, les alluvions n'ont pas été rencontrées dans la tranchée 23 du fait de leur profondeur importante. Les dépôts les plus anciens sont des galets de 1 à 4 centimètres de diamètre pris dans une matrice limono-argileuse brune avec quelques tessons de céramique (unité 10). Ils sont coiffés par des limons légèrement argileux, brun sombre, à structure polyédrique et avec des fragments de céramique non tournée (tranchée 23, unité 9 et tranchée 11, unité 3). Un aménagement antique constitué de pierres posées à plat a été découvert au sommet de cet horizon. Il est recouvert par des limons sableux beiges, épais de trois mètres et subdivisés en plusieurs unités litées à l'amont, tranchée 23 (unité 8 à 2), et épais de moins d'un mètre, tranchée 11 (unité 2), environ 300 mètres en aval.

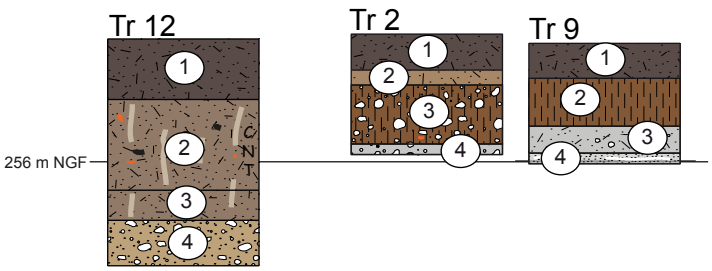
Ces sondages documentent un des cônes formés sur la basse terrasse rhénane après son incision à partir du Tardiglaciaire. Sa base n'a pas été atteinte, mais il est probablement fonctionnel dès le début de la période, comme le montre l'âge OSL obtenu à Sierentz (Ertlen et Schneider 2018). À Hésingue, quelques tessons dans la partie supérieure des galets suggèrent le transport d'une charge de fond grossière au cours de l'Holocène récent, dont la chronologie est difficile à restituer précisément. Le secteur se caractérise surtout par une longue phase de

Fig. 166 : Hésingue « *Liesbach* » : transect sud-ouest/nord-est. Les couleurs de la figure correspondent aux nuances observées sur le terrain et permettent de proposer des corrélations de tranchée à tranchée. **Tranchée 23**, 1 : limons légèrement argileux, brun gris sombre, structure massive labourée ; 2 : limons, beige, structure massive bioturbée ; 3 : sables fins beiges pâles et limons lités brun ; 4 : limons sableux, beige brun hétérogène, structure massive bioturbée ; 5 : limons sableux, brun beige, langues verticales plus claires, structure massive bioturbée ; 6 : sables fins beiges pâles et limons lités bruns ; 7 : limons sableux, brun beige hétérogène marquée par des lamines et des langues verticales ; 8 : limons légèrement sableux, beige brun, quelques gravillons et fragments de coquilles de mollusques ; 9 : Limons légèrement argileux, brun sombre ; 10 : galets, matrice limono-argileuse brune sombre, quelques charbons et quelques fragments de céramique non tournée ; **tranchée 11**, 1 : limons légèrement argileux, brun gris sombre, structure massive labourée ; 2 : limons légèrement argileux, beige brun, structure massive prismatique ; 3 : limons argilo-sableux, brun gris, structure massive à polyédrique, présence de fragments de céramiques non tournées ; alignement lâche de galets à l'interface entre les unités 3 et 4 ; 4 : limons argilo-sableux, structure massive à polyédrique, nodules et filaments diffus d'oxydes de fer ; 5 : galets hétérogènes (cortège alpin, 1 cm de diamètre moyen, 4 cm de diamètre maximum) ; certains éléments sont friables ; la matrice est limono-argilo-sableuse brune légèrement orangée ; 6 : galets plus grossiers que ceux de l'unité 5 ; la matrice est sablo-argileuse brune ; **tranchée 2**, unité 1 : limons sableux, brun gris sombre ; unité 2 : limons sablo-argileux, brun beige ; 3 : galets (1 à 2 cm de diamètre moyen, 5 à 6 cm de diamètre maximum), matrice argilo-limoneuse brune rouge ; 4 : galets hétérogènes (1 à 4 cm de diamètre moyen, 15 cm de diamètre maximum), matrice sableuse grossière grise ; **tranchée 9**, 1 : limons légèrement sableux, brun beige ; 2 : limons argileux, brun rouge ; 3 : limons sableux gris et poches de galets ; 4 : sables fins gris blancs et croûtes calcaires d'épaisseur centimétrique ; **tranchée 12**, 1 : limons sableux gris ; 2 : Limons légèrement argileux, brun jaune, glosses, petits galets, fragments de céramique non tournée (CNT) ; 3 : limons très argileux, brun jaune, glosses, nodules ferro-manganiques millimétriques ; 4 : galets (max 5 cm de diamètre), matrice argileuse brune jaune.


Colluvions holocènes et pléistocènes
Alluvions holocène récent
Alluvions holocène ancien et tardiglaciaires
Alluvions weichseliens
Alluvions pléistocène moyen
Alluvions pléistocène moyen ancien
Loess pléistocènes
Diagnostics archéologiques
Profils présentés ici
Emprise supposée du cône du Liesbach
Tr 23
Tr 11
Tr 12
Tr 2
Tr 9
Liesbach
Augraben
RHIN
N
6734000
6732000
1040000
1042000
1044000


Tr 23
271 m NGF
270 m NGF
269 m NGF
268 m NGF
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10


Tr 11
268 m NGF
267 m NGF
1
2
3
4
5
6


Tr 12
Tr 2
Tr 9
256 m NGF
1
2
3
4

pédogénèse holocène qui n'est interrompue qu'après la période antique par le dépôt d'alluvions limoneuses. Ces dernières dessinent un petit cône de 400 à 500 m de diamètre. Plus loin, ces sédiments détritiques se retrouvent dans des petites dépressions héritées du dépôt des alluvions rhénanes ou liées à des chenaux de crue du Liesbach.

5.5.4 Conclusion sur les loess du Sundgau

Les épaisseurs des loess weichseliens dans le Sundgau apparaissent donc variables. Les variations observées sont liées à la topographie, avec des dépôts plus épais sur les versants exposés à l'est. Cela peut s'expliquer par des accumulations préférentielles liées à la direction des vents dominants et à des effets d'abris ou par un dégel moins rapide plus favorable à la conservation des dépôts. En l'état actuel de nos connaissances, il est difficile d'apprécier la part respective de ces deux facteurs. Hormis dans les vallons-secs, les sols observés à la surface des loess apparaissent peu épais, ce qui peut s'expliquer par le caractère très calcaire du matériel parental qui ne permet que localement une décarbonatation complète préalable au développement des luvisols (Jamagne 1973). Leur faible épaisseur est aussi liée à l'érosion agricole dont les premières traces dans le secteur ont été datées du Néolithique (Froehlicher et al. 2016). Pour autant, la conservation des vestiges archéologiques, notamment à Morschwiller (Koehler et al. 2016b ; Vergnaud et al. 2016), montre que des secteurs relativement étendus ont été peu érodés. Enfin, les colluvions holocènes apparaissent relativement peu épaisses dans les vallons secs et plus dilatées sous la forme de cônes de déjection observées sur la basse terrasse rhénane dans la fosse de Sierentz. Mais d'autres sites sont nécessaires pour développer une approche plus quantitative des bilans sédimentaires holocènes.

Les loess du secteur apparaissent relativement massifs. Un sol brun arctique et un gley de toundra témoignent de phases de pédogénèse pléniglaciaire. Nos profils n'ont pas permis d'observer de paléosols eemiens, sauf peut-être à la base du profil E de Morschwiller-le-Bas. Sur plateau et sur versants, le sol à la surface des loess pléistocènes se limite à l'horizon labouré. Dans le vallon-sec de Morschwiller, il s'agit d'un luvisol polyphasé épais de plus de 2 m, dont la formation est en grande partie tardiglaciaire, antérieure à l'occupation magdalénienne, autour de 14,5 ka. Les colluvions holocènes se caractérisent quant à elles par leur couleur brune et leur contenu en fragments de terre cuite et en charbons. Malgré le peu de calage chronologique disponible, elles semblent se mettre en place majoritairement au cours de l'Holocène récent.

5.6. Principaux acquis et perspectives sur les loess

Ce survol des loess d'Alsace montre qu'à l'échelle régionale leur répartition est plutôt bien restituée par les cartes géologiques. À une échelle plus locale, des investigations plus précises apparaissent toutefois nécessaires, notamment dans les secteurs où la topographie ne laisse pas présager de dépôts loessiques, comme par exemple à Eguisheim-Herrenweg. Surtout, les cartes géologiques ne détaillent pas les épaisseurs. Les nouveaux profils exposés ici montrent que celles-ci sont très variables, de 5 à 10 m à proximité du Rhin dans les collines de Schaffhouse-près-Seltz, de Brumath et sur la terrasse de Schiltigheim et 2 à 3 m sur la bordure du Fossé rhénan. A proximité du Rhin, les loess weichseliens sont responsables du relief actuel. Sur la périphérie du Fossé rhénan, ils peuvent encore former de vastes étendues continues et tabulaires, comme sur la terrasse de Dorlisheim à hauteur d'Obernai. Mais ils sont généralement plus localisés et leur épaisseur obéit au relief préexistant, notamment dans le Sundgau et les champs de fractures. L'inventaire et l'analyse de tous les affleurements connus, des campagnes de prospections géophysiques, notamment à l'aide des méthodes électriques et sismiques et le suivi des terrassements, même modestes, réalisés dans la région devraient permettre de préciser la cartographie régionale. Si pour l'instant, les quelques essais réalisés avec Pascal Bertran à partir de la base de données européennes des sols (méthode exposée dans Bertran et al., 2016) ne se sont pas avérés concluants, l'expérience doit être poursuivie, à partir notamment de données locales. Enfin, alors que les photographiques aériennes ont servi à la réalisation de plusieurs cartes géologiques (Maire et al. 1971), une approche automa-

tisée de la couleur des sols pourrait permettre de systématiser cette approche, les premiers essais réalisés par Clémentine Bouchant dans le cadre de son stage de master 1 s'étant avérés plutôt concluants (Bouchant 2019).

Plusieurs éléments permettent de préciser les caractères régionaux des loess d'Alsace. La teneur très élevée en carbonates de calcium, la plupart du temps supérieure à 30 %, apparaît comme le premier d'entre eux. Elle trouve son origine dans le bassin versant alpin, montre que les alluvions rhénanes sont une source importante pour les dépôts étudiés et renforce le modèle européen élaboré récemment (Bosq et al. 2020). Les loess d'Alsace se caractérisent aussi dans la moitié nord de la région, jusqu'à Eguisheim, par des lits de sables roses à rouges soufflés depuis les cônes alluviaux déposés dans le fossé rhénan par les rivières vosgiennes gréseuses (cf. chapitre 8). Ces dépôts sont également susceptibles d'être rencontrés autour du cône de la Thur et en rive droite du Rhin. Alors que la contribution des altérites des formations marno-calcaires secondaires et tertiaires dans les accumulations de loess régionaux est connue de longue date (Théobald 1955a ; Ménillet et al. 1979 ; Vogt 1992), ces matériaux sont difficiles à identifier dans les dépôts sur la seule base des observations de terrain. L'étude de la minéralogie des argiles et les travaux en cours sur les spectres moyen infrarouge de différents échantillons de loess et de sédiments du Fossé rhénan menée avec Damien Ertlen et Jean-François Lopez devraient faire avancer cette question (Lopez 2020).

Le paléosol eemien n'a été rencontré que sur trois des sites présentés dans le présent chapitre. À Steinbourg, il est remanié et il est impossible d'en définir la nature. À Rosheim et Bischoffsheim, il est constitué d'un horizon Bw coiffé par un horizon iso-humique avec des taches de dégradation de la matière organique. Ces deux horizons ne sont pas complétement décarbonatés. Les paléosols du Début Glaciaire weichselien restent très rares et à Bischoffsheim ils peuvent se surimposer aux horizons eemiens. Les sols des différents interstades du Weichselien sont généralement faiblement exprimés et moins nombreux qu'à Schaffhouse-près-Seltz, Betschdorf et Pfulgriesheim. En surface, les sols bruns calcaires sont majoritaires et les sols bruns lessivés relativement rares. Les précipitations étant du même ordre en Alsace et dans le nord de la France, ce caractère ce pourrait résulter de la nature très calcaire des loess du Pléniglaciaire supérieur.

Chap. 6 : Terrasses et nappes alluviales rhénanes

La plaine du Rhin constitue la composante centrale du Fossé rhénan supérieur et les travaux qui lui ont été consacrés ont été détaillés dans le chapitre 1. Avant d'aborder les interactions entre dynamiques alluviales et éoliennes au cours du Pléistocène supérieur dans la discussion générale, les grands ensembles morphosédimentaires de la plaine du Rhin, de l'Ill et de trois cours d'eau issus des Vosges doivent être mieux définis. Ainsi, nous nous proposons de vérifier les limites tracées par les travaux antérieurs, notamment les cartes géologiques, de préciser les épaisseurs concernées et de définir et de dater des horizons repères, notamment des paléosols.

Le présent chapitre va donc aborder les grands ensembles rhénans, (i) le cône de la Hardt, (ii) les nappes alluviales superposées autour de Strasbourg, (iii) la terrasse d'Erstein, (iv) la terrasse d'Eschau et (v) le Ried de la Zorn. Le Ried Centre Alsace de Colmar à Sélestat et le secteur des méandres naissants de Drusenheim à Lauterbourg font quant à eux l'objet de travaux en cours coordonnés par Laurent Schmitt, Ferréol Salomon, Claire Rambeau et Frank Preusser.

6.1. Le cône de la Hardt

D'après les cartes géologiques (Blanalt et al. 1972 ; Théobald, Hudeley 1976 ; Théobald et al. 1977 ; Skrzypek et al. 2008), les alluvions pléistocènes du sud du Fossé rhénan forment un vaste cône d'un peu plus de 340 km^2 (Fig. 167). Autour de 240 m NGF à hauteur de Mulhouse, sa terminaison nord se situe vers 180 m NGF à Marckolsheim. Il présente donc une pente amont/aval de 0,15 % (Fig. 168). Comme l'a rappelé le chapitre 1, sa limite orientale est marquée à hauteur de Bâle par plusieurs terrasses d'ablation postglaciaires (Kock et alii 2009) qui convergent vers sa limite nord. Il est polyphasé, avec des zones tronquées et plusieurs lobes emboîtés (Hirth 1971). Sa limite occidentale n'est pas marquée morphologiquement. Les profils permettant de prendre la mesure de l'épaisseur des dépôts weichseliens du cône de la *Hardt* restent toutefois fort peu nombreux et les données de forage de la Banque du Sous-Sol du BRGM sont très peu détaillées.

Un sol décalcifié, rubéfié, épais d'un mètre, associé à une croûte calcaire et attribué au dernier interglaciaire a été décrit à l'Île Napoléon, à 7 m de profondeur. Il a été en partie tronqué par les divagations du fleuve (Franc de Ferrière 1937). À l'amont, les terrasses alluviales auxquelles se raccorde le cône ont quant à elles fossilisé un paléosol du Pléniglaciaire moyen à Birmensdorf, en Suisse (Kock et al. 2009). Trois types de faciès ont été notés dans le cône de la Hardt : des dépôts avec des chenaux et des barres de chenal typiques d'un lit en tresses, des niveaux massifs de graviers peu structurés correspondant à des crues et des limons de débordement mis en place postérieurement à des phases de migration ou d'incision des chenaux (Kock et al. 2009). Ces dépôts ont livré de nombreux restes osseux pléistocènes, à des profondeurs variables, 13 m à Bantzenheim (une molaire de mammouth), 15 m à Huningue (une défense de mammouth), 1 m à Dietwiller (un crâne et une défense de mammouth), et sous la terre végétale à Bartenheim (une molaire, un fragment de mandibule et un fragment de défense, Forrer 1925 ; Wuscher et al. 2016).

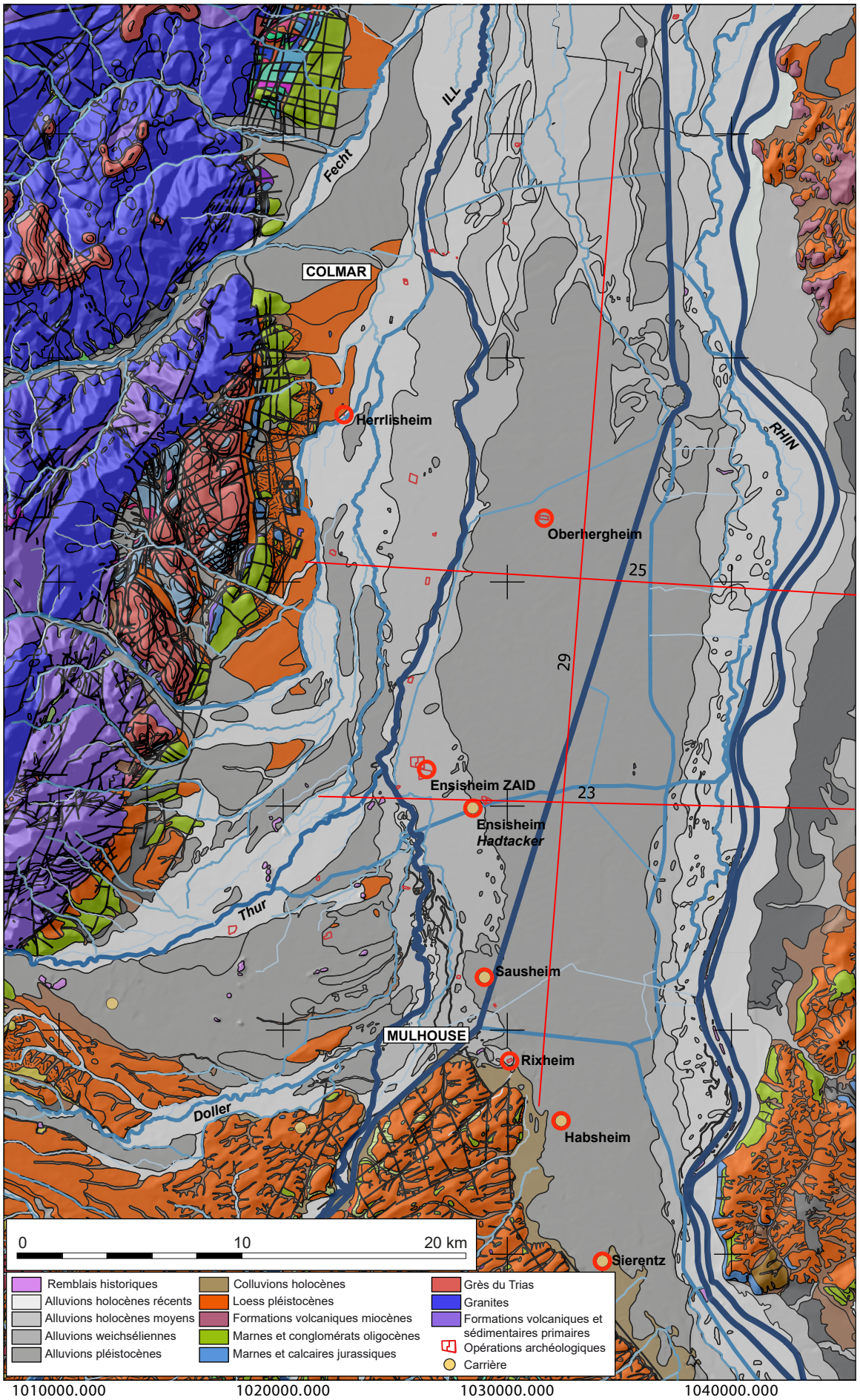


Fig. 167 : Principales entités morphosédimentaires de la moitié sud de la zone d'étude (d'après Bd Charm/BRGM et https://www.lgrb-bw.de). Les sites étudiés dans le cadre de la thèse sont entourés par un cercle rond. Les traits rouges correspondent à l'emplacement des profils topographiques (figure 168).

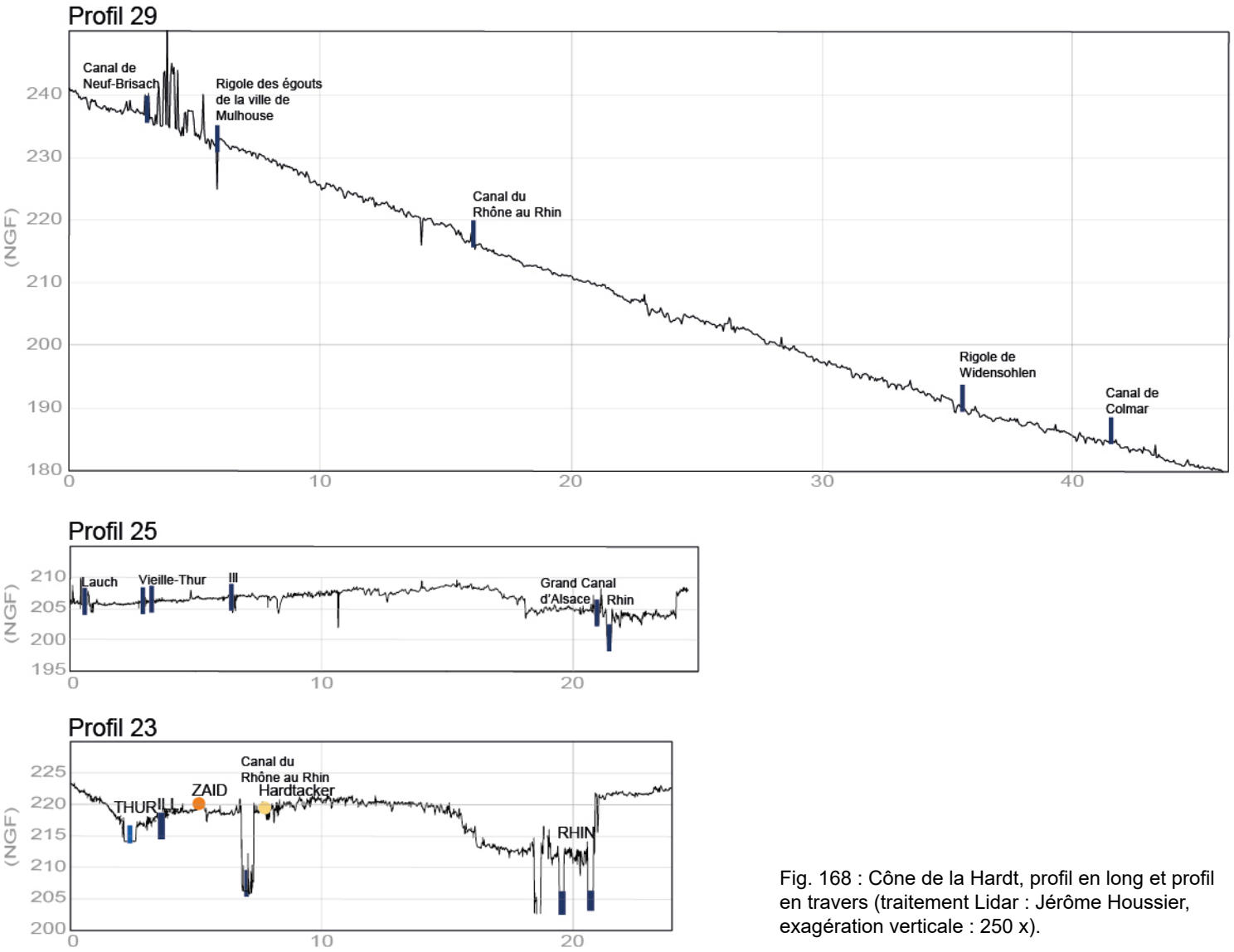


Fig. 168 : Cône de la Hardt, profil en long et profil en travers (traitement Lidar : Jérôme Houssier, exagération verticale : 250 x).

Une croûte calcaire, le poudingue de la *Hardt*, localement d'épaisseur décimétrique, est présente au sommet des alluvions. Son contact avec le sol développé en surface est localement marqué par des poches de dissolution ou au contraire clairement séparé par des matériaux non altérés. Elle contient entre 1 et 2 % de matière organique et, en lame mince, les cristaux de calcite présentent une morphologie évoquant une croissance en relation avec des algues ou des mousses. L'ensemble de ces caractères a permis de conclure à une origine biologique synsédimentaire. Cette croûte sert localement de roche-mère au sol développé en surface (Vogt et Marocke 1973). Ce dernier est un sol brun rubéfié, un sol fersiallitique (Franc de Ferriere 1937 ; Marocke 1964 ; Kock et al. 2009 ; Party et al. 2011 ; http://www.lithotheque.site.ac-strasbourg.fr/hommes/les-sols/le-sentier-pedologique-dosenbach). Il a donné son nom à la *Hardt* rouge et d'après ses caractères morphologiques et analytiques, sa formation est liée au pédoclimat très drainant de la zone (Fleck et Schwartz 2004). Autour et dans de petits thalwegs de quelques dizaines de mètres de large, il se développe à partir d'un horizon gris-brun sombre bioturbé marqué par des carbonatations secondaires et interprété comme un chernozem (Franc de Ferrière 1937). Il arrive qu'il soit tronqué et qu'il laisse place à des sols bruns calcaires peu évolués, ce qui serait une conséquence de la croissance des diapirs et des divagations du Rhin (Franc de Ferrière 1937 ; Marocke 1964 ; Party et al. 2011).

L'épaisseur et la géométrie des dépôts weichseliens de ce vaste cône qui structure le sud du Fossé rhénan supérieur, notamment en séparant les vallées de l'Ill et du Rhin jusqu'à hauteur de Colmar, demandent à être mieux définies. C'est pourquoi les grandes carrières du secteur exploitées par le groupe Holcim, à Sierentz, Sausheim et Ensisheim ont été visitées pour accéder à de nouvelles coupes et réaliser de nouvelles datations (Fig. 169 et



Fig. 169 : vue d'un des fronts de taille de la carrière de Sierentz en octobre 2018.



Fig. 170 : vue d'un des fronts de taille de la carrière de Sausheim en octobre 2018.

Fig. 170). Il n'a cependant pas été possible de récupérer les données des forages profonds, le carrier souhaitant garder confidentiel le volume de matériaux qu'il exploite. Un profil a été levé à Ensisheim « *Hardtacker* » et un échantillon a été daté. Les fronts de taille de Sierentz et Sausheim n'exposaient pas de lentilles sableuses susceptibles d'être datées au moment de nos visites. Les observations d'Ensisheim« *Hardtacker* » ont été complétées par deux profils creusés à Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » lors de fouilles archéologiques menées sur la bordure occidentale du cône.

6.1.1 Le cône de la Hardt à Ensisheim « *Hardtacker* »

À Ensisheim « *Hardtacker* », le front de taille étudié se situe au bord de l'autoroute. La masse d'alluvions grossières, en grande partie masquée par des éboulis, n'a pas fait l'objet d'un levé détaillé (Fig. 171). À son sommet, a été mise en évidence une croûte calcaire épaisse de 2 à 3 cm (unité 5, Tab. 43, Fig. 172 et Fig. 173). Dense et compacte, elle ne présente pas les caractères de terrain d'un tuf de rivière, tels que ceux décrits par Dabkowski (2014). Elle est recouverte par des sables moyens gris lités traversés par des manchons carbonatés centimétriques (unité 4). La succession se termine avec des galets riches en matrices argileuses, brun-gris (unité 3), brun orangé (unité 2) et brun-gris (unité 1). Ces trois unités constituent les horizons pédologiques du sol fersiallitique décrit en introduction. Quelques éléments calcaires sont présents dans l'unité 3. Ils sont absents des unités 2 et 1. Au sommet de la coupe, l'unité R est un merlon déposé par les carriers.

Le profil a fait l'objet d'une datation par luminescence stimulée optiquement. Trois sacs de sédiments en vrac et deux blocs orientés ont été réservés pour des analyses sédimentaires et pédologiques ultérieures.

Unité	Épaisseur	Description
R	0,4 m	Limons argileux formant un merlon en haut de la coupe
1	0,3 m	Limon sableux argileux, brun-gris, structure bioturbée, galets non calcaires
2	0,62 m	Galets, 1 à 2 cm de diamètre moyen, 4 à 7 cm de diamètre maximum, matrice argileuse, brun-rouge
3	0,15 m	Galets, 1 à 2 cm de diamètre moyen, 4 à 7 cm de diamètre maximum, matrice argileuse, brun-gris
4	0,189	Sables moyens, gris pulvérulent, lits plans, manchons carbonatés centimétriques
5	0,8 m	Croûte calcaire
6	Base non atteinte	Galets, 3 cm de diamètre moyen, 4 cm de diamètre maximum, matrice sableuse grise

Tab. 43 : Ensisheim « Hardtacker », description des unités mises au jour.

La lentille sableuse a livré deux âges, 14,2 ± 0,8 ka, avec la méthode de l'IR50, et 18,7 ± 1,5 ka, avec la méthode du pIR (Tab. 44).



Fig. 171 : Ensisheim « *Hardtacker* », vue du front taille au bord de l'autoroute.



Fig. 172 : Ensisheim « *Hardtacker* », vue du front taille au bord de l'autoroute.

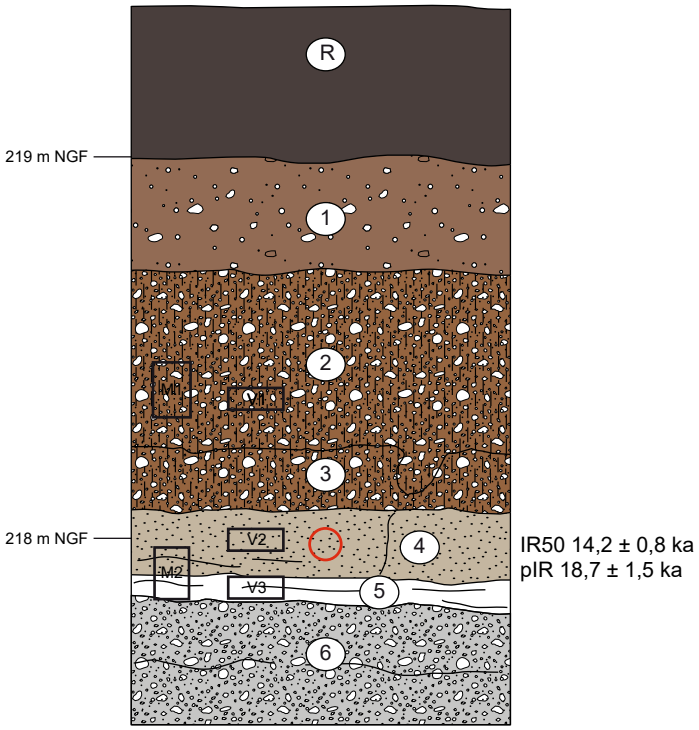


Fig. 173 : Ensisheim « *Hardtacker* », vue du front taille au bord de l'autoroute.

Lab code	Depth (cm)	W%	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka^{-1})	Grain size (µm)	n	od	D_e IR50 (Gy)	D_e pIR225 (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR225 (ka)
ENSI-1F	140	15±5	1.09±0.11	4.35±0.27	1.15±0.16	2.22±0.13	150-200	20	0.13/0.27	31.59±0.94	41.57±2.66	14.2±0.8	18.7±1.5

1 mm aliquots

Tab. 44 : Ensisheim « *Hardtacker* », âge obtenu par luminescence stimulée optiquement de feldspath (Frank Preusser/ Université de Fribourg).

Le profil documenté ici rappelle ceux déjà décrits dans le secteur. Même si la croûte calcaire n'évoque pas un faciès typique de tuf de rivière, elle est clairement séparée du sol développé en surface par des alluvions sableuses calcaires non altérées, ce qui confirme donc son origine synsédimentaire, comme l'avaient montré Vogt et Marocke (1972). La lentille de sables (unité 4) est interprétée comme un dépôt de chenal ou de petite levée dans une rivière en tresses. Les âges obtenus permettent de l'attribuer à la fin du Pléniglaciaire supérieur. Elle est fossilisée par des galets qui marquent une phase de migration d'un chenal. Au sommet du profil, l'absence de galets calcaires et la matrice argileuse brun-rouge de l'unité 2 sont liées à la phase de décarbonatation qui a précédé le développement du sol fersiallitique.

Au final, l'âge OSL obtenu date donc les dernières phases d'écoulements dynamiques du secteur et donnent un *terminus post-quem* au développement du sol fersiallitique développé à la surface du cône de la Hardt, en relation avec l'incision du Rhin vers l'ouest.

6.1.2 Le cône de la Hardt à Ensisheim « *Reguisheimerfeld* »

Les fouilles menées à Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » ont mis au jour des alluvions rhénanes dans un secteur où le cône de la Hardt n'a pas de limite marquée dans le relief, mais où plusieurs chenaux parcourent la plaine (Fig. 174). Elles ont été documentées par deux profils (Fig. 175 et Tab. 45) et par deux datations par luminescence stimulée optiquement.

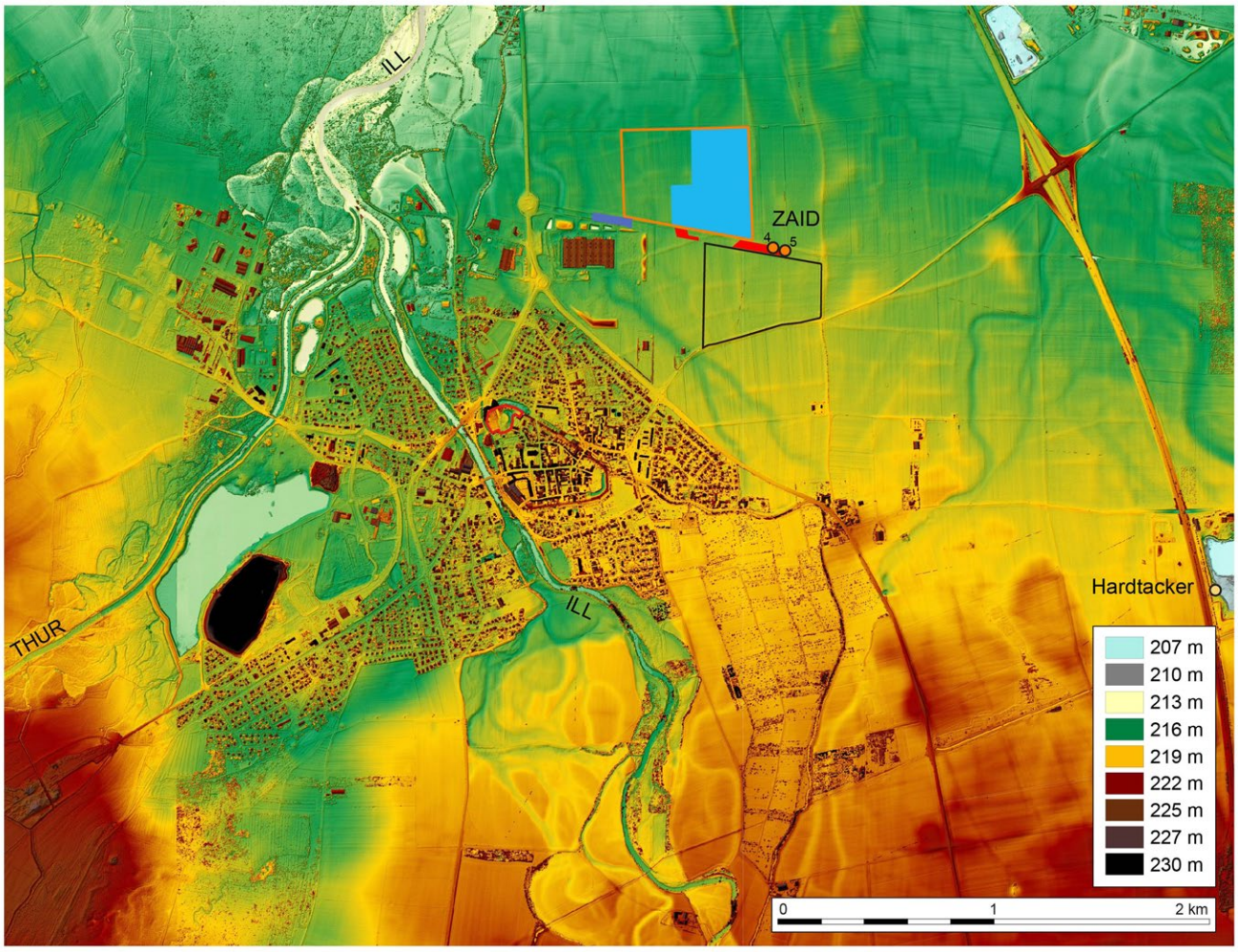


Fig. 174 : MNT LIDAR de la bordure occidentale du cône de la Hardt avec localisation des profils de : Ensisheim « *Hardtacker* » et de Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » (données CD 68, traitement Florian Basoge/Archéologie Alsace). La bordure du cône de la Hardt n'a pas d'expression morphologique sur son côté occidental. L'entaille observée sur le profil 6.2 est liée à l'action de l'Ill et de son affluent la Thur qui se s'est enfoncé dans leurs dépôts recouvrant ici les alluvions rhénanes.

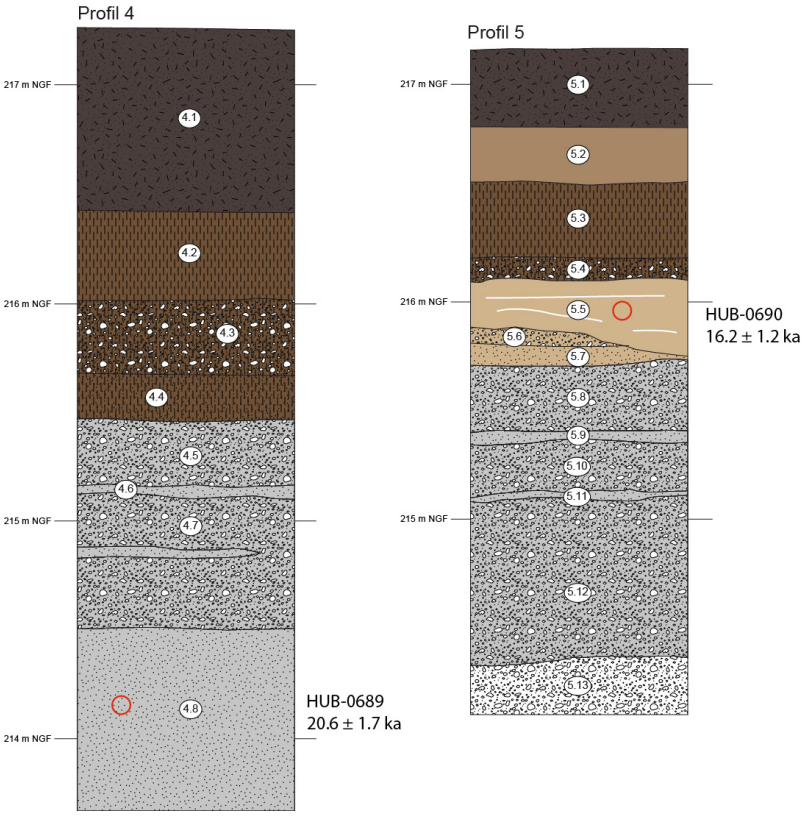


Fig. 175 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », profils levés dans les alluvions rhénanes et position des âges obtenus.

Les galets à la base du profil sont relativement hétérométriques, de 3 à 7 cm de long (Tab. 45). Ils sont pris dans une matrice sableuse, mais dans l'unité 13.1, ils en sont dépourvus et leur face inférieure présente un encroûtement calcaire. Ils sont entrecoupés d'unités sableuses. L'une d'elles, l'unité 4.8, est épaisse de plus de 80 cm. Les galets sont recouverts par des limons sableux calcaires beiges avec des lamines soulignées par des concrétions carbonatées (unités 7 à 5). Les successions stratigraphiques sont coiffées par un horizon brun-gris à brun orangé à structure prismatique (unités 4.2 et 5.3) et par des limons argileux brun-gris labourés.

L'unité sableuse 4.8 mise au jour dans la masse de galets et les limons au sommet de l'ensemble ont été prélevés pour une datation OSL. Ils ont livré respectivement un âge de 20,6 ± 1,7 ka et de 16,2 ± 1,2 ka (Tab. 46).

Unité	Épaisseur	Description
4.1	0,84 m	limons argileux brun-gris, structure labourée
4.2	0,4 m	limons argileux brun orangé, structure prismatique
4.3	0,35 m	galets, lits avec des éléments de 3 cm de diamètre moyen et lits avec des éléments de 0,8 à 1,5 cm de diamètre moyen, matrice argileuse
4.4	0,21 m	sables fins à moyens argileux, brun-rouge, structure massive compacte
4.5	0,3 m	galets, 1 cm de diamètre moyen, 3 cm de diamètre maximum, présence latéralement de sables fins à moyens
4.6	0,06 m	sables fins à moyens
4.7	0,61 m	galets, 2 à 3 cm diamètre moyen, 7 à 8 cm de diamètre maximum, matrice et lits discontinus sableux
4.8	Base non atteinte	sables moyens à fins, blanc-gris, lits plans peu exprimés
5.1	0,36 m	limons argileux brun-gris, structure labourée
5.2	0,26 m	limons beiges
5.3	0,34 m	limons argileux brun orangé, structure prismatique
5.4	0,1 m	galets et argiles brun orangé
5.5	0,3 m	limons lités avec lamines calcaires indurées (environ 2 mm d'épaisseur), lits de galets lâches
5.6	0,07 m	galets dans une matrice sablo-limoneuse beige
5.7	0,08 m	sables fins à moyens, beiges
5.8	0,3 m	galets, 1 à 2 cm de diamètre moyen, 3 cm de diamètre maximum
5.9	0,05 m	sables fins, gris-beige
5.10	0,24 m	galets, 2 cm de diamètre moyen, 4 cm de diamètre maximum, matrice sableuse, stratif plane
5.11	0,05 m	sables fins, gris-beige
5.12	0,7 m	galets, 2 à 3 cm de diamètre moyen, 7 cm de diamètre maximum, matrice sableuse, stratif plane
5.13	Base non atteinte	graviers, 2 cm de diamètre moyen, 7 à 8 cm de diamètre maximum, pas de matrice, croûte calcaire en bas des galets

Tab. 45 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », description des unités mises au jour.

Dosimetry data and OSL ages

Sample	Lab. No.	Depth [cm]	U [ppm] (a)	Th [ppm] (a)	K [%] (a)	Cosmic dose rate [Gy/ka] (b)	Water cont. measured [%] (c)	Water cont. estimated [%] (d)	Dose rate (D_0) [Gy/ka]	Equivalent dose (D_e) [Gy] (e)	Age Model (e)	OSL age [ka]
Ensisheim Nécro Log 4	HUB-0689	310	1.05 ± 0.06	3.11 ± 0.19	1.18 ± 0.02	0.18 ± 0.02	5.7 (4.3)	15 ± 5	1.56 ± 0.11	32.1 ± 1.6	CAM OD=20.3%	20.6 ± 1.7
Ensisheim Nécro Log 5	HUB-0690	118	1.97 ± 0.10	7.68 ± 0.39	1.45 ± 0.03	0.20 ± 0.02	16.4 (15.1)	15 ± 5	2.27 ± 0.15	36.8 ± 0.7	CAM OD=8.5%	16.2 ± 1.2

Tab. 46 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », âges obtenus par luminescence stimulée optiquement de quartz (Alexander Fülling, Université de Berlin).

L'âge 20,6 ± 1,7 ka obtenu dans la lentille de sables mise au jour dans la masse de galets précise la datation des divagations du Rhin au Pléniglaciaire supérieur. Il est cohérent avec l'âge obtenu à Ensisheim « *Hardtacke*r ». Le profil se distingue toutefois de celui Ensisheim « *Hardtacke*r » par la présence de limons sableux calcaires à la surface des galets. Ces unités évoquent des dépôts de limons de débordement et l'âge de 16,2 ± 1,2 ka date donc la migration et l'incision du Rhin vers l'est, un changement paléogéographique majeur qui autorise la mise en place de la plaine alluviale de l'Ill, dont la trajectoire tardiglaciaire et holocène fait l'objet du chapitre suivant. Brun orangé à brun-gris, le sol développé ici à la surface des alluvions rhénanes évoque un sol brun faiblement lessivé légèrement hydromorphe différent du sol fersiallitique généralement décrit sur le Cône de la *Hardt*.

6.1.3 Observations complémentaires

Trois diagnostics archéologiques permettent de préciser l'extension des galets rhénans, l'âge de la mise en terrasse du Cône de la *Hardt* et l'histoire du sol développé à sa surface.

À Herrlisheim, au pied des collines sous-vosgiennes (Fig. 167), des galets et des sables rhénans ont été mis en évidence à 193,5 m NGF (Fig. 176). Des manchons calcaires millimétriques à centimétriques reprenant la forme d'anciennes racines ont été observées dans les sables. Ces alluvions rhénanes sont recouvertes par une croûte calcaire dense, mais discontinue, sans empreintes biologiques. L'ensemble est recouvert par un mètre de galets, de sables et de limons vosgiens antérieurs au Moyen Âge (Koch, Wuscher 2016).

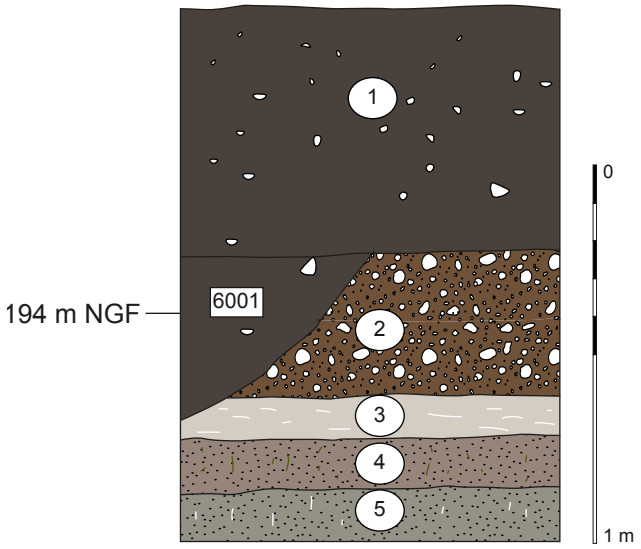


Fig. 176 : Profil levé à Herrlisheim. 1 : Limons argilo-sableux, brun très sombre, galets ; 2 : Galets hétérogènes (1 à 2 cm de diamètre moyen, 5 cm de diamètre maximum, présence de schistes), matrice argileuse, brun-rouge ; 3 : Limons avec encroûtements calcaires denses, sans empreintes végétales. Latéralement l'unité évolue en croûte calcaire discontinue ; 4 : Sables moyens à fins, gris-rose, discrets filaments d'oxydes ferro-manganiques verdâtres ; 5 : Sables moyens gris, carbonatations secondaires sous la forme de filaments (anciennes racines) et discrets filaments d'oxydes ferro-manganiques verdâtres.

À Rixheim, au sud du Cône de la *Hardt*, en contrebas du Sundgau (Fig. 167), non loin de l'Île Napoléon, les alluvions rhénanes sont recouvertes par un à deux mètres de loess formant un dôme. L'urbanisation dense du secteur ne permet pas de restituer précisément la forme de cette accumulation. Un sol brun calcaire est développé au sommet de ces dépôts (Fig. 177 et Fig. 178). Quand les loess sont absents et que les alluvions rhénanes affleurent, il évolue en sol fersiallitique.

À Oberhergheim (Fig. 167), les galets, sables et limons rhénans mis en au jour sont coiffés dans l'axe et sur les flancs de chenaux de 10 à 30 m de large par un chernozem avec des carbonatations secondaires sous la forme de pseudomycelium (Fig. 179, Fig. 180 et Fig. 181). Son sommet est décarbonaté et évolue en sol brun rubéfié. Il évoque le chernozem décrit par Franc de Ferrière (1937).

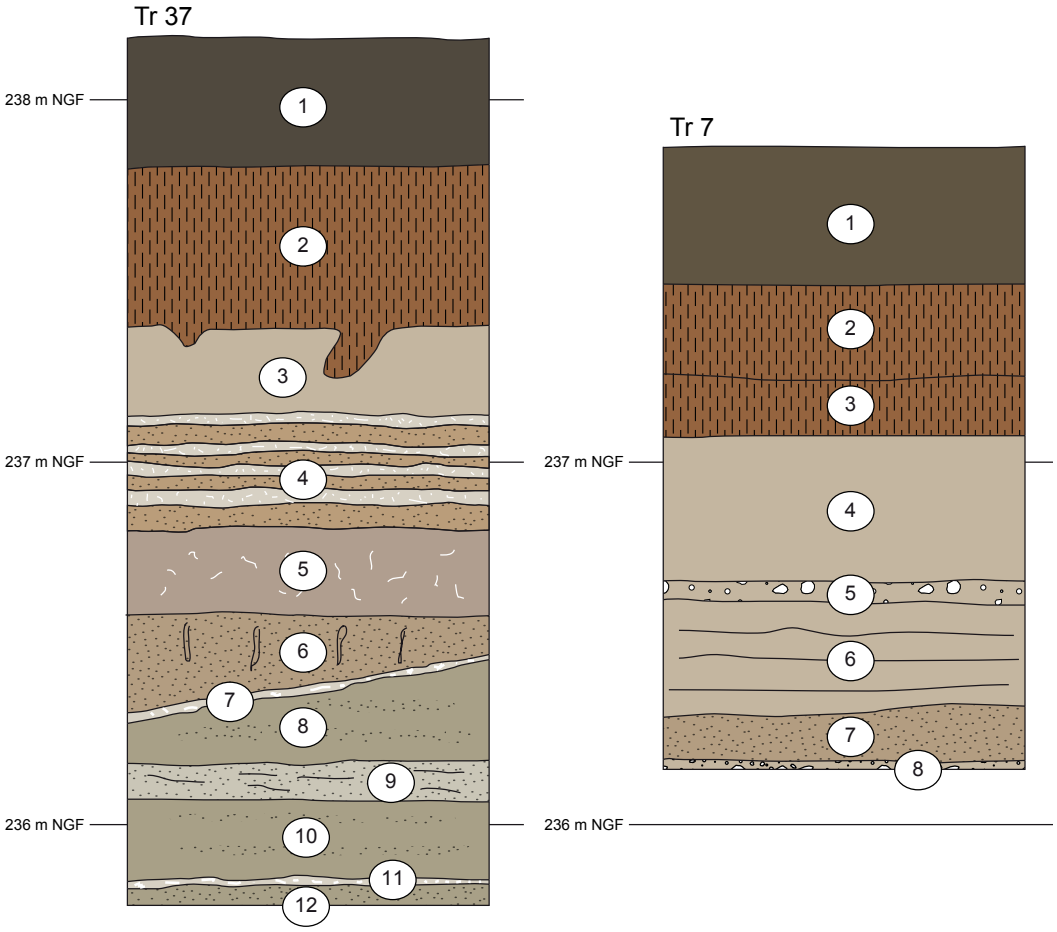


Fig. 177 : Profils levés à Rixheim. Profil 37, 1 : Limons légèrement sableux, brun-gris ; 2 : Limons argileux, brun orangé, structure massive à bioturbée ; 3 : Limons sableux, beiges, légèrement hétérogène (langues centimètres depuis l'unité 2), structure massive bioturbée, présence de pseudomycelium, quelques poupées de 2 à 3 cm ; 4 : Lits de sables fins à moyens jaune-orange, et limons calcaires beiges encroûtés, structure lamellaire ; 5 : Limons légèrement sablo-argileux, brun-beige, structure massive à bioturbée, pseudomycelium abondant, deux ou trois galets, quelques poupées ; 6 : Sables fins limoneux, beige, structure particulaire, quelques langues plus claires ; 7 : Limons argileux calcaires encroûtés ; 8 : Limons sableux beiges et lits de sables fins à moyens gris très clairs ; 9 : Sables fins à moyens gris très clairs et ; 10 : Limons sableux beiges et lits de sables fins à moyens gris très clair ; 11 : Limons argileux calcaires encroûtés ; 12 : Sables fins à moyens, beige. Profil 7, 1 : Limons légèrement sableux, brun-gris, structure polyédrique à lamellaire ; 2 : Limons argileux, brun orangé, structure massive bioturbée ; 3 : Limons argileux, brun orangé, structure prismatique, présence d'enduits argileux sur les faces des prismes ; 4 : Limons sableux, beige, présence de langues centimétriques issues de l'unité 3 ; 5 : Galets hétérométrique (1 cm de diamètre moyen, 3 à 4 cm de diamètre maximum) matrice limoneuse beige, encroûtements calcaires ; 6 : Limons, beige, structure lamellaire marquée notamment par des carbonatations secondaires, quelques poupées de 2 à 3 cm ; 7 : Sables fins limoneux, beige-brun, quelques galets ; 8 : Galets (2 à 3 cm de taille moyenne, 10 cm de diamètre maximum), matrice et lentilles de sables fins.



Fig. 178 : Rixheim, vue du profil 37.



Fig. 179 : Oberhergheim, vue générale de la tranchée 44 (cliché M. Chosson/Archéologie Alsace).



Fig. 180 : Oberhergheim, vue de détail du profil de la tranchée 34 avec le sol brun lessivé développé sur le chernozem (cliché M. Chosson/Archéologie Alsace).

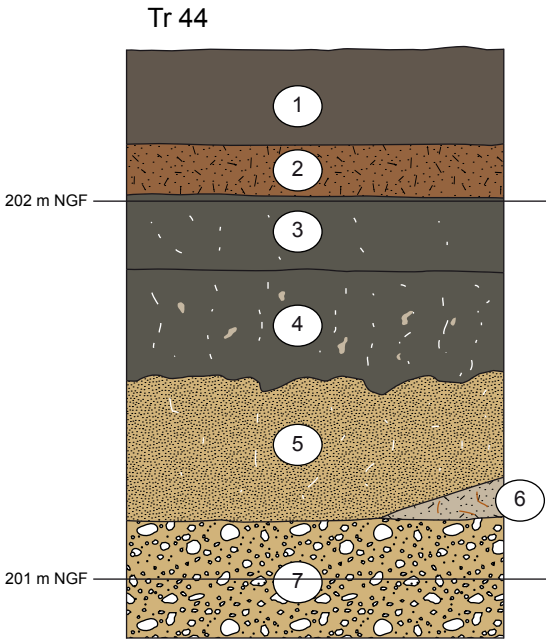


Fig. 181 : Oberhergheim, profil 44, 1 : Limons légèrement sableux, brun gris ; 2 : Limons argileux, brun orangé, présence de quelques galets, structure complexe effondrée recoupée par une structure prismatique ; 3 : Limons, gris sombre, structure massive bioturbée, présence de carbonatations secondaires sous la forme de pseudomycelium ; 4 : Limons, gris sombre, structure massive à polyédrique, tâches millimétriques beige-jaune (bioturbations depuis l'unité sous-jacente), carbonatations secondaires sous la forme de pseudomycelium ; 5 : Sables fins limoneux calcaires, beige-jaune, structure massive bioturbée (beaucoup de cavités autour), présence de carbonatations secondaires sous la forme de pseudomycelium, quelques pédotubules centimétriques remplis de limons bruns issus de l'unité 4 ; 6 : Limons argilo-sableux, gris très compact, structure lamellaire, oxydes ferro-manganiques sous la forme de filaments millimétriques, quelques poupées (2 à 3 cm de diamètre) ; 7 : Galets (calcaire, quelques granites) assez hétérogènes (2 à 3 cm de diamètre moyen, 8 cm de diamètre maximum), matrice limono-sableuse jaune-beige, carbonatations secondaires autour des galets (croûte de 1 à 2 mm).

Le profil d'Herrlisheim borne l'extension occidentale des alluvions rhénanes avant leur incision par le Rhin et leur incision et leur recouvrement par les rivières vosgiennes. Les loess de Rixheim montrent quant à eux que certaines portions de cette vaste plaine alluviale sont abandonnées par le fleuve avant son incision majeure au début du Tardiglaciaire. Le chernozem d'Oberhergheim confirme quant à lui l'existence d'une phase de pédogénèse différente de celle du sol fersiallitique de la *Hardt* rouge, dont l'antériorité a été montrée par Franc de Ferrière (1937).

6.1.4 Synthèse sur le cône de la Hardt

Les profils d'Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » décalent l'extension du cône de la Hardt sur sa bordure occidentale de plus de deux kilomètres vers le tracé actuel de l'Ill. Ici, le cône n'a pas d'expression morphologique, contrairement à son côté oriental où il a été profondément incisé par le Rhin. Le sol développé à sa surface n'a pas la couleur rouge qu'il présente généralement, ce qui découle probablement de matériaux différents, plus

argileux et moins filtrants, et de remontées phréatiques. Hétérogène, la couverture pédologique ne peut donc pas être utilisée seule pour délimiter le cône. La géométrie des chenaux présents à sa surface, bien visibles sur les données LIDAR, pourrait permettre de mieux définir l'extension des alluvions rhénanes weichseliennes, même si le profil d'Herrlisheim rappelle qu'elles s'étendaient initialement jusqu'au pied des Vosges et qu'elles sont largement recouvertes par des alluvions vosgiennes. Au final, le cône de la Hardt est clairement polyphasé, une partie de sa surface étant par exemple abandonnée par le Rhin et couverte de loess à Rixheim. S'il est maintenant mieux délimité, son épaisseur reste difficile à apprécier. Le sol de rang interglaciaire observé par Franc de Ferrière (1937) à l'Île Napoléon » n'a pas été retrouvé pour l'instant. Il est probablement très localisé et les profils étudiés sont peut-être trop peu profonds. Il est donc difficile de lui donner un âge qui pourrait préciser l'épaisseur des galets weichseliens. La poursuite du suivi des gravières en activité dans le secteur, qui évoluent très vite, pourrait apporter de nouvelles données susceptibles de répondre à cette question.

La difficulté à apprécier l'épaisseur des alluvions weichseliennes dans le cône de la Hardttient à leur caractère massif. Dans les profils observés, les poches de sables semblent pour l'instant surtout représentées dans sa partie sommitale. Les alluvions du cône de la Hardtse caractérisent aussi par une croûte calcaire discontinue dont les variations latérales de faciès demandent à être mieux caractérisées, les dépôts étudiés par Vogt et Marocke (1973) n'ayant pas été retrouvés pour le moment. Elles se terminent par des dépôts localisés de sables et de galets, puis par des limons sableux. A leur surface, le profil d'Oberhergheim confirme l'existence d'un horizon organique calcaire, qui évoque un chernozem, plus ancien que le sol rubéfié de la *Hardt* rouge, d'après le profil est-ouest décrit par Franc de Ferrière (1937) à hauteur d'Ensisheim et d'après la décarbonatation de son sommet. Il est tentant de considérer cette phase de pédogénèse contemporaine des tufs calcaires décrits par Vogt et Marocke. Elle serait liée à un interstade sec, antérieur à une ultime aggradation du cône. D'autres profils sont nécessaires pour préciser cette hypothèse.

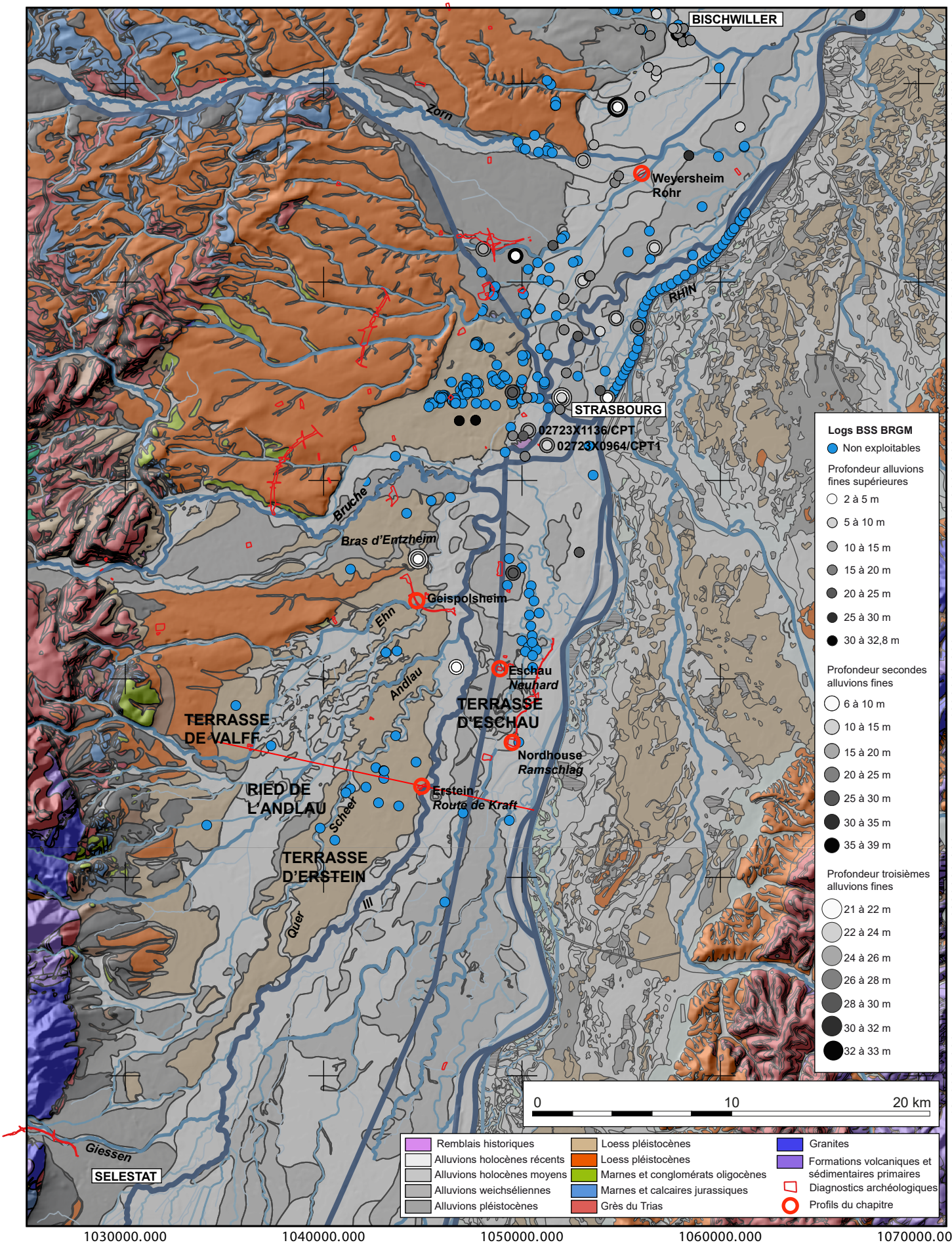
Les datations obtenues à la surface des dépôts d'Ensisheim sont en accord avec le schéma d'incision du Rhin au début du Tardiglaciaire proposé en amont par Kock et al. (2009). Leur multiplication pourrait permettre de mieux apprécier la géométrie du cône et de préciser son fonctionnement, notamment à la fin du Pléistocène supérieur. Ces datations donnent enfin un *terminus post-quem* aux déformations mises en lumière par la topographie de surface, qui serait marquée par une flexure à hauteur d'Ensisheim (Vogt 1992), et par les sols bruns calcaires interprétés comme des sols rajeunis par l'érosion entre Rustenhart et Hettenschlag (Party et al. 2011).

6.2. Alluvions rhénanes organiques profondes autour de Strasbourg

L'existence de niveaux fins profonds limono-argileux, parfois organiques, baignant dans la nappe phréatique et contenant des fragments de bois, des restes de bois et une malacofaune interglaciaires sont une des caractéristiques du Fossé rhénan supérieur (chapitre 1). Pour autant, si la géométrie et les caractères d'ensemble des alluvions anciennes dans l'axe central du fossé sont bien connus du point de vue hydrogéologique (e. g. Elsass et al. 2006), les dépôts eux-mêmes apparaissent peu documentés et les informations disponibles sont ponctuelles et hétérogènes.

À Strasbourg, entre 23 et 31 m de profondeur, plusieurs forages ont mis au jour différents faciès corrélés et interprétés comme les dépôts d'un interglaciaire, notamment sur la base de dents d'éléphant. Il s'agit principalement d'une bande de limons jaunes sur les rives du fleuve. Leur contenu malacologique est attribué au Mindel-Riss (Geissert et al. 1976). A Obernai, sous 7 m de loess, des sables et des argiles tourbeux rhénans ont livré une flore importante attribuée à l'Eemien, avec du charme, de l'aulne, du chêne et du buis, compris dans une végétation aquatique avec de nombreux nénuphars (Geissert et al. 1976 ; Geissert 1979). Des niveaux organiques weichseliens au sein des alluvions rhénanes ou vosgiennes sont également mentionnés, mais n'ont pas été localisés ou décrits (Geissert 1979).

Les alluvions rhénanes sont loin de constituer un empilement régulier. Elles sont marquées par des môles, comme par exemple le môle de sédiments du début du Miocène subaffleurant à Auenheim, ou de buttes témoins, comme le montre bien le modèle élaboré à Fort-Louis à partir de plusieurs forages, ou comme pourrait en témoigner les restes osseux découverts anciennement par Forrer à la Wantzenau ou à Strasbourg à proximité de la place Kleber (Geissert et al. 1976). À Fort-Louis, les profondeurs des vestiges archéologiques de la gravière Draher permettent de se faire une idée de l'épaisseur des dépôts holocènes dans la zone du chenal


BISCHWILLER
Zorn
Weyersheim
Rohr
RHIN
STRASBOURG
02723X1136/CPT
02723X0964/CPT1
Bruche
Bras d'Entzheim
Geispolsheim
Ehn
Andlau
Eschau
Neuhard
TERRASSE
D'ESCHAU
TERRASSE
DE VALFF
Nordhouse
Ramschlag
Erstein
Route de Kraft
RIED DE
L'ANDLAU
Scheer
TERRASSE
D'ERSTEIN
Ill
Quer
Giessen
SELESTAT
Logs BSS BRGM
Non exploitables
Profondeur alluvions fines supérieures
2 à 5 m
5 à 10 m
10 à 15 m
15 à 20 m
20 à 25 m
25 à 30 m
30 à 32,8 m
Profondeur secondes alluvions fines
6 à 10 m
10 à 15 m
15 à 20 m
20 à 25 m
25 à 30 m
30 à 35 m
35 à 39 m
Profondeur troisièmes alluvions fines
21 à 22 m
22 à 24 m
24 à 26 m
26 à 28 m
28 à 30 m
30 à 32 m
32 à 33 m
0
10
20 km
Remblais historiques
Alluvions holocènes récents
Alluvions holocènes moyens
Alluvions weichséliennes
Alluvions pléistocènes
Loess pléistocènes
Loess pléistocènes
Marnes et conglomérats oligocènes
Marnes et calcaires jurassiques
Grès du Trias
Granites
Formations volcaniques et sédimentaires primaires
Diagnostics archéologiques
Profils du chapitre
6860000.000
6850000.000
6840000.000
6830000.000
6820000.000
6810000.000
1030000.000
1040000.000
1050000.000
1060000.000
1070000.000

principal avant la rectification du fleuve par Tulla. Des vestiges du fort moderne et de la Tène (environ 450 à 52 avant notre ère) ont ainsi été découverts entre 5 et 7,9 m de profondeur (Geissert et al. 1976). Il est plus difficile d'évaluer l'épaisseur des dépôts weichseliens.

À Bischwiller, près de 4019 restes osseux et dentaires ont été patiemment récoltés par Georges Roques sur les barges des dragueuses et sont conservés au Musée d'Histoire Naturel de Colmar. Ils comprennent près de 50 % de restes de proboscidiens, *Mammuthus meridionalis*, *Mammuthus trogontherii* et *Mammuthus primigenius*. Ils n'ont pas été récoltés dans l'ordre stratigraphique, mais leurs caractères paléontologiques ont permis de reconstruire leur histoire à partir de la biochronozone de référence. Les restes de *Mammuthus primigenius* sont majoritaires. Ils sont liés à des accumulations naturelles (Louguet 2005). Entre 5 et 6 m de profondeur, des fragments de pins ont été mis en évidence dans les graviers et, entre 15,6 et 20,1 m, un niveau d'argiles bleues a été traversé. Les caractères géomorphologiques du site, localisé sur la bordure de la plaine rhénane au niveau de sa confluence avec la Moder, ont dissuadé toute tentative de corrélation des interglaciaires reconnus sur la base de la malacofaune avec le cadre chronologique existant (Geissert et al. 1976).

Au final, l'épaisseur et la géométrie des dépôts weichseliens autour de Strasbourg demandent à être mieux définies. Les visites de carrières sont ici d'un intérêt limité pour la stratigraphie, puisque les dépôts extraits sont immergés. Pour pallier cette contrainte, les forages archivés dans la Banque du Sous-Sol (BSS) du BRGM ont été dépouillés et les niveaux de limons, d'argiles et de tourbes présents dans les 30 m supérieurs ont été notés. Ce travail a été accompagné par l'étude de deux carottes de 50 m de puissance prélevées par le groupe des Gravières d'Alsace-Lorraine à Weyersheim, dans le Ried de la Zorn, entre Strasbourg et Bischwiller.

6.2.1 Les logs de la Banque du Sous-sol du BRGM

Une soixantaine de points de la BSS se sont avérés exploitables. Les sédiments fins et organiques se situent à moins de 6 m de profondeur dans sept forages et entre 6 et 10 m dans douze forages. Le plus souvent (n = 34), ils se situent à plus de 15 m. Ils sont parfois représentés par plusieurs niveaux, entrecoupés de niveaux de galets (Fig. 182). Aucune logique spatiale ne semble s'en dégager, ce qui peut s'expliquer par le nombre limité de données exploitables et leur répartition hétérogène.

Ces données restent assez succinctes. Ainsi, le sondage 02723X1136/CPT, situé place de la République à Strasbourg, indique entre 25 et 26 m une « argile sableuse beige quaternaire », tandis que le sondage 02723X0964/CPT1, localisé à l'INSA, boulevard de la Victoire, mentionne un bois entre 5,5 à 6,65 m, et une « argile tourbeuse brun-noir quaternaire », entre 9,5 et 10 m (www.infoterre.fr). Ces deux sondages, distants l'un de l'autre d'environ 1000 m, illustrent bien les fortes discontinuités caractéristiques du milieu alluvial. Si le premier a rencontré entre 25 et 26 m une unité présentant les mêmes caractères que les dépôts de « l'interglaciaire de Strasbourg », il ne permet pas de délimiter l'extension des niveaux holocènes et weichseliens. Le second est plus intéressant. Aucun dépôt holocène de plus de 8 m de profondeur n'ayant jamais été décrit dans le Fossé rhénan supérieur, l'argile tourbeuse brun-noir pourrait être attribuée au Weichselien ou à l'Eemien, même si des datations radiocarbone et un examen des végétaux apparaissent indispensables pour exploiter ce forage.

6.2.2 Weyersheim « *Rohr* » : forages Gravières d'Alsace-Lorraine

Logs observés

Les carottes de Weyersheim « *Rohr* » ont été prélevées par les Gravières d'Alsace-Lorraine pour évaluer le volume de gravier et de sable exploitables. Faute de conditionnement adéquat, elles étaient en partie desséchées au moment de leur observation près de deux ans après leur prélèvement.

Fig. 182 : Ci-contre, principales entités morphosédimentaires de la vallée du Rhin de Sélestat à Bischwiller (carte réalisée avec l'aide d'Anaïs Viennot, d'après Bd Charm/BRGM et https://www.lgrb-bw.de). Les points bleus figurent les logs « vérifiés » de la Banque du Sous-Sol du BRGM (www.infoterre.fr). Les points blanc à gris figurent les forages qui ont pu être exploités et dans lesquels des limons, des argiles et des tourbes ont été repérés sous les graviers à moins de 30 m de profondeur. Leur taille est fonction du nombre de niveaux. Les cercles les plus grands figurent ainsi l'existence de deux à trois niveaux. Les cercles rouges correspondent aux profils présentés dans la thèse. Le trait rouge correspond à l'emplacement des profils topographiques (figure 186).

Sous les galets présents en surface, elles ont mis en évidence une unité sableuse épaisse d'1 à 1,5 m entre 8 et 10 m de profondeur. Dans le sondage nord, des sables ont été reconnus entre 21 et 24 m, puis des argiles entre 24 et 33,6 m de profondeur. Dans le sondage nord, le niveau d'argiles a été identifié entre 19,6 m et 28,4 m (Fig. 183). Sous ces argiles, a été mise au jour une alternance d'argiles, de galets et de sables, dont l'ordre d'empilement diffère d'un sondage à l'autre.

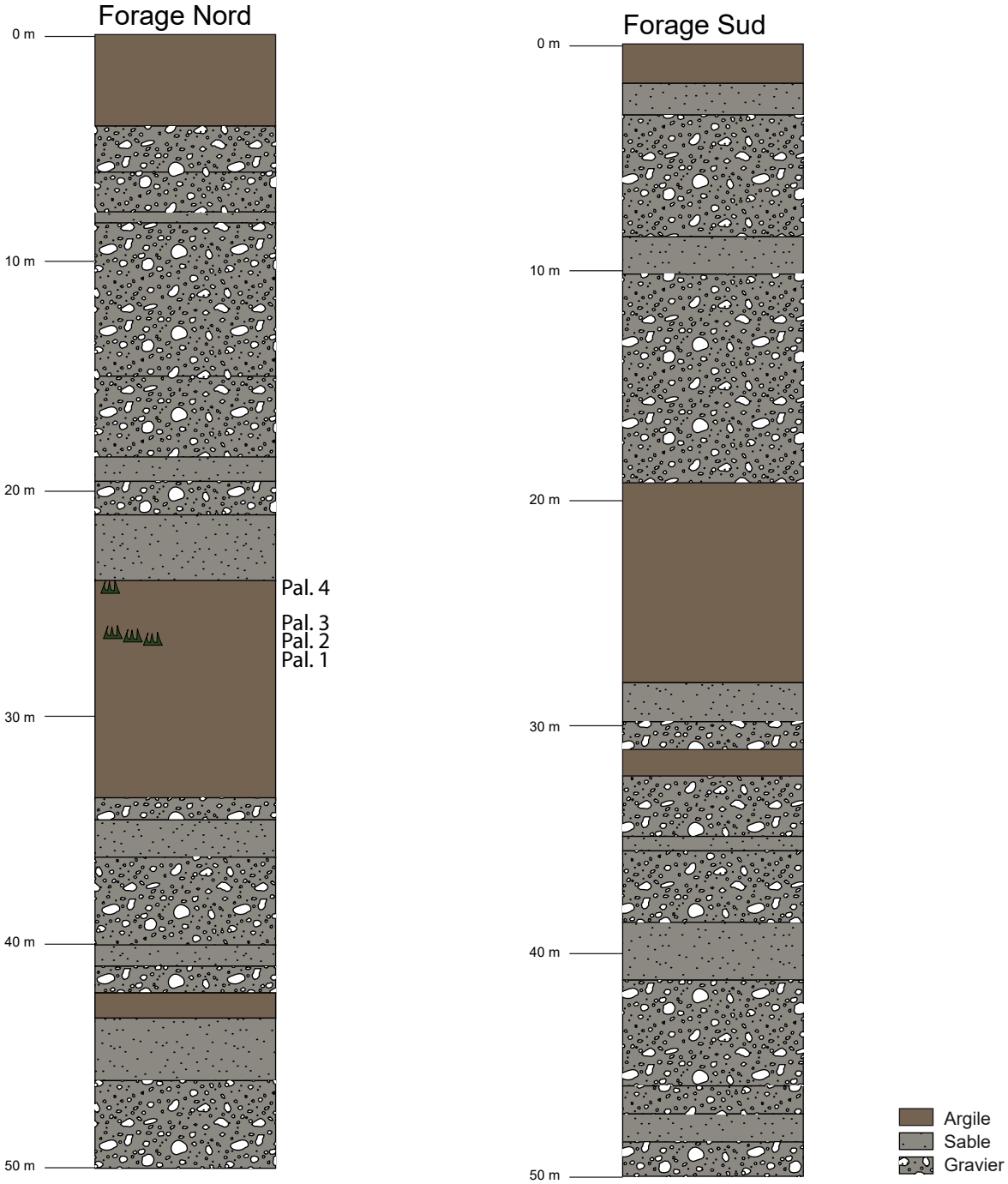


Fig. 183 : Weyersheim « *Rohr* », logs stratigraphiques réalisés par la société Holcim à partir de deux carottages soniques et position des quatre échantillons palynologiques étudiés par Agnès Gauthier (CNRS/Laboratoire de Géographie Physique de Meudon, dessin : Patrice Wuscher).

L'unité argileuse profonde a pu faire l'objet de quatre échantillons dans le forage nord qui ont été confiés à Agnès Gauthier pour des tests palynologiques.

Résultats des tests palynologiques (Agnès Gauthier/CNRS)

« Quatre échantillons ont été prélevés afin de tester leur potentiel palynologique.

• n°1 (27,25-27,28 m) : limon argileux gris/beige ;

• n°2 (27,13-27,16 m) : argile brune ;

• n°3 (26,90-26,93 m) : argile brune litée ;

• n°4 (24,24-24,28 m) : argile limoneuse grise.

Les résultats de cette étude exploratoire montrent :

1/ Les échantillons n°1 à n°3 présentent une concentration sporo-pollinique très élevée. En revanche, l'échantillon n°4 montre une concentration beaucoup plus faible associée à une mauvaise conservation des grains de pollen (plus de 8 % des grains comptés sont indéterminables), ce qui souligne une altération du contenu pollinique. En conséquence, pour ce dernier échantillon, le comptage n'a pas été poursuivi jusqu'à l'obtention de 400 grains de pollen.

2/ Pour les échantillons n°1 à n°3, la diversité des taxons polliniques est relativement élevée (23 à 29). On constate que les arbres sont peu variés (8 à 10 taxons différents) alors que les taxons herbacés sont plus nombreux (15 à 19, Fig. 184 et Fig. 185).

3/ Les spectres polliniques obtenus pour les échantillons n°1 à n°3 possèdent des caractéristiques différentes.

L'échantillon de la base (n°1) montre un taux de pollen herbacé élevé (75 %) dominé par les Poaceae (55 %) et les Cyperaceae (11 %). Les Apiaceae, Cichorioideae, Caryophyllaceae et Rubiaceae présentent des taux autour de 1 %. Les arbres sont essentiellement représentés par *Pinus* (12%), accompagné de *Alnus* (4 %), *Quercus* (3 %) et *Ulmus* (2 %). Enfin, les spores monolètes de fougères sont relativement abondantes (5 %).

L'échantillon n°2 présente un taux d'arbres plus élevé (49 %). *Pinus* est toujours dominant (27 %) et est associé à *Picea* (9 %) et *Betula* (4 %). Les Cupressaceae (2 %) et *Salix* (1 %) sont également enregistrés et *Alnus*, *Quercus* et *Ulmus* montrent des taux entre 1 et 2 %. Les herbacées (50 %) sont dominées par les Poaceae (26 %) et les Cyperaceae (17 %). Les herbacées aquatiques et de milieux humides sont diversifiées (*Lemna*, *Nuphar*, *Nymphaea*, *Sparganium-Typha* et *Typha latifolia*), mais leurs taux sont peu élevés (3 % au total).

Dans l'échantillon n°3, *Pinus* (16 %) et *Betula* (14 %) sont les arbres les mieux représentés et sont suivis par *Picea* (6 %). Les fréquences de *Alnus*, *Corylus*, *Quercus*, *Salix* et *Ulmus* se situent entre 0.5 et 2 %. Les herbacées (58 %) sont dominées par les Cyperaceae (29 %) et les Poaceae (20 %). Les autres herbacées représentées par des taux entre 1 et 2 % sont *Artemisia* et *Filipendula*.

En résumé, on peut noter que les fréquences de *Pinus* et *Picea* varient parallèlement (augmentation dans l'échantillon n°2 et baisse dans l'échantillon n°3) tandis que celles de *Betula* augmentent régulièrement de l'échantillon n°1 à l'échantillon n°3. Les taux des autres taxons arborés ne montrent pas de variations importantes et restent à des valeurs peu élevées (<20 %). En ce qui concerne les herbacées, les deux taxons dominants sont les Poaceae dont les fréquences diminuent de 55 à 20 % et les Cyperaceae dont les pourcentages augmentent de 11 à 29 %. Les interprétations paléoenvironnementales ne peuvent être avancées qu'avec réserve, étant donné qu'il n'y a que 3 échantillons concernés. Les résultats permettent d'envisager un milieu de type prairie humide à Poaceae et Cyperaceae dominantes pouvant rappeler une mégaphorbiaie avec la présence d'herbes hautes telles que Apiceae, *Thalictrum*, Valerianeceae, *Filipendula*, Rubiaceae. La présence d'herbacées aquatiques (*Potamogeton*, *Lemna*, *Nuphar*, *Typha*) peut indiquer la proximité d'un bord de rivière.

Alnus, *Salix* et *Betula* peuvent participer à cette végétation comme éléments de la ripisylve. Régionalement se développe une forêt de conifères à *Pinus* et *Picea*, probablement mêlée de quelques feuillus (*Quercus*, *Ulmus*).

4/ En ce qui concerne l'attribution chronologique pour le dépôt de ce niveau argileux, les résultats obtenus sont trop clairsemés pour tenter une quelconque corrélation avec une période précise. On peut cependant souligner que si les caractéristiques des trois spectres ne correspondent pas à une phase glaciaire (absence d'éléments steppiques et xérophiles), elles ne montrent pas non plus celles d'un interglaciaire typique (peu de taxons forestiers thermophiles et mésophiles). Toutefois, aucun taxon dit « exotique », correspondant aux plantes de milieux tropicaux et subtropicaux tels que Taxodiaceae, *Engelhardia*, *Symplocos* (encore présents au Pléistocène inférieur) et aux plantes des forêts tempérées les plus chaudes tels que *Carya*, *Nyssa*, *Zelkova* (dont les dernières notations sont enregistrées au cours du MIS 9) n'a été observé lors du survol systématique des lames microscopiques des différents échantillons. »

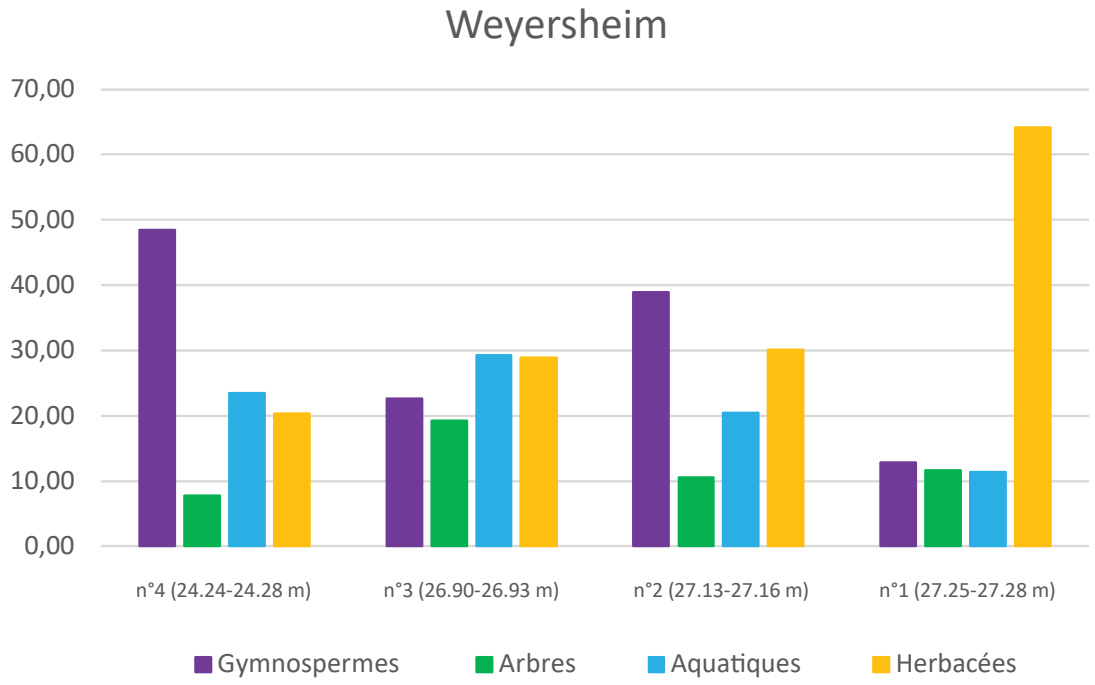


Fig. 184 : Weyersheim « *Rohr* », représentation graphique schématique des spectres palynologiques (A. Gauthier/CNRS).

Fig. 185 : Ci-contre, Weyersheim « *Rohr* », résultats des tests palynologiques. Les pourcentages des taxons arboréens et herbacés ont été calculés à partir de la somme PA+PNA tandis que les pourcentages des différentes spores et des grains indéterminables ont été calculés à partir du nombre total (A. Gauthier/CNRS).

Echantillon	n°4 (24,24-24,28 m)		n°3 (26,90-26,93 m)		n°2 (27,13-27,16 m)		n°1 (27,25-27,28 m)	
	nombre	pourcentage	nombre	pourcentage	nombre	pourcentage	nombre	pourcentage
CUPRESSACEAE	6	9,38			17	2,38		
Picea	6	9,38	26	6,60	66	9,23	4	0,84
Pinus	19	29,69	63	15,99	195	27,27	57	12,00
Alnus	2	3,13	8	2,03	5	0,70	18	3,79
Betula			54	13,71	31	4,34	4	0,84
Corylus	2	3,13	5	1,27	3	0,42	4	0,84
Fagus					1	0,14		
Quercus caducifolié-type			2	0,51	12	1,68	14	2,95
Salix	1	1,56	2	0,51	11	1,54	4	0,84
Ulmus			5	1,27	13	1,82	11	2,32
A.P.	36	56,25	165	41,88	354	49,51	116	24,42
AMARANTHACEAE-CHENOPODIACEAE-type					1	0,14		
APIACEAE			3	0,76	3	0,42	6	1,26
ASTEROIDEAE-type	1	1,56	4	1,02	2	0,28	1	0,21
Anthemis-type			1	0,25			3	0,63
Artemisia			8	2,03	4	0,56	2	0,42
Centaurea scabiosa-type			1	0,25				
CICHORIOIDEAE-type	3	4,69					9	1,89
BRASSICACEAE	1	1,56			1	0,14	3	0,63
CARYOPHYLLACEAE							4	0,84
CYPERACEAE	15	23,44	114	28,93	122	17,06	51	10,74
FABACEAE			1	0,25			1	0,21
Lemna					3	0,42	1	0,21
Nuphar					1	0,14		
Nymphaea					1	0,14		
Plantago					1	0,14		
POACEAE	6	9,38	81	20,56	190	26,57	263	55,37
Polygonum aviculare-type					1	0,14		
Polygonum persicaria-type					1	0,14		
Rumex			2	0,51				
Potamogeton							2	0,42
RANUNCULACEAE			2	0,51			3	0,63
Thalictrum			2	0,51	4	0,56	1	0,21
ROSACEAE	1	1,56			1	0,14		
Filipendula			5	1,27	5	0,70	2	0,42
RUBIACEAE			2	0,51			6	1,26
Sparganium-Typha-type					12	1,68		
Typha latifolia			1	0,25	7	0,98		
URTICACEAE					1	0,14		
VALERIANACEAE	1	1,56	2	0,51			1	0,21
N.A.P.	28	43,75	229	58,12	361	50,49	359	75,58
MONOLETES LISSES			11	2,59	4	0,56	30	5,68
POLYPODIACEAE	1	1,41						
TRILETES LISSES							5	0,95
TRILETES ORNEES							1	0,19
Equisetum			4	0,94				
Sphagnum			2	0,47				
Isoetes			9	2,12			8	1,52
Pediastrum			1	0,23				
Zygnema			2	0,47	3	0,42		
INDETERMINABLES	6	8,45	5	1,18			9	1,70
NOMBRE DE TAXONS POLLINIQUES	13		23		29		25	
A.P. + N.A.P.	64		394		715		475	
NOMBRE TOTAL	71		425		719		528	
CONCENTRATION SPORO-POLLINIQUE	8217		108418		719000		81481	

6.2.3 Synthèse sur les niveaux organiques profonds

L'interglaciaire eemien est exprimé de façon très diffuse dans les enregistrements observés et semble relativement discontinu. Il se distingue donc nettement de l'interglaciaire plus ancien, dit « interglaciaire de Strasbourg » qui se retrouve dans près de la moitié des forages. Il constitue pourtant l'horizon incontournable pour distinguer les graviers weichseliens des alluvions plus anciennes. Dans cette perspective, le maillage de forages disponibles demande à être complété, notamment entre Marckolsheim et Strasbourg.

L'expertise palynologique menée à Weyersheim montre que la partie sommitale du niveau argileux, avec un nombre limité de taxons forestiers thermophiles et mésophiles, n'est pas liée à un optimum interglaciaire. L'absence de taxon typique du Pléistocène inférieur ou moyen ancien témoigne probablement d'un dépôt postérieur au SIM9. Si le niveau argileux est équivalent aux dépôts de « l'interglaciaire de Strasbourg », il serait possible d'affiner l'attribution de l'horizon. Une étude plus poussée apparaît toutefois indispensable et ce point apporte une contribution relativement modeste à la chronostratigraphie des alluvions eemiennes et saaliennes d'Alsace.

6.3. La terrasse d'Erstein

Entre le cône du Giessen et la vallée de la Bruche, ont été identifiées deux terrasses alluviales couvertes de loess et attribuées au Weichselien, la terrasse de Valff et la terrasse d'Erstein, toutes deux orientées nord-sud, parallèles au tracé du Rhin (Maire et al. 1971 ; Vogt 1992). Au nord, elles viennent buter contre une colline allongée orientée est-ouest, constituée de sédiments oligocènes, le horst de Blaesheim. Elles sont séparées par le Ried de l'Andlau, une vaste zone marécageuse drainée par la Scheer, un défluent du Giessen, ainsi que par l'Andlau et l'Ehn, deux petits cours d'eau qui prennent leurs sources autour du « Champ du Feu » (Fig. 182 et Fig. 186).

La terrasse d'Erstein s'étend sur un peu plus de 30 km de long, d'Ebersheim, au nord de Sélestat, à Geispolsheim, au Sud de Strasbourg. Large de 3 à 4 km, elle domine à l'ouest d'1 à 2 m le Ried de l'Andlau. À l'est, elle surplombe de 3 à 4 m la plaine ello-rhénane. À hauteur d'Ebersheim, elle se raccorde au cône du Giessen. Elle est disséquée par la Scheer, l'Andlau et l'Ehn qui rejoignent l'Ill au sud d'Illkirch-Graffenstaden. Au sud, une douzaine de kilomètres en aval de Sélestat, entre Uttenheim et Kertzfeld, la Quer, un « chenal (…) très légèrement suspendu » et tapissé par « des argiles limoneuses et des limons argileux, à pH acide, recouvrant directement les alluvions rhénanes » traverse la terrasse et relie la plaine ello-rhénane et la Scheer (Boudot et al. 1986). Plus hydromorphe, il se voit bien dans les photographies aériennes et apparaît comme un défluent rhénan. Le train de paléoméandres dans lequel est inscrite la Scheer, qui présente des diamètres de plus de 1000 mètres, détonne et pourrait être mis en relation avec la Quer. Il évoque pourtant les motifs à l'aval de l'Ehn et de l'Andlau, mais aussi les paléoméandres du bras de la Bruche à Entzheim, pour lesquels aucune contribution d'un défluent rhénan n'est envisageable. Il a fait l'objet de calculs de paléo-débits qui livrent des valeurs à plein bord environ cent fois plus élevées qu'actuellement (Schmitt 2001). Une seconde génération de méandres, près de dix fois plus petits, s'est développée à l'intérieur des grands paléoméandres.

La terrasse de Valff définie par Vogt (1992) est moins bien exprimée morphologiquement. La topographie évoque plutôt un glacis qu'une terrasse (6.20). Le Ried de l'Andlau est quant à lui constitué de sols hydromorphes sous lesquels des limons loessiques auraient été mis en évidence dans les années 1940 (Dubois, Rothé 1945 ; Dubois, Drosdoff 1948). D'après ces dépôts, la topographie générale et la structure géologique du secteur, il a été interprété comme une zone d'affaissement tectonique qui aurait créé les terrasses de Valff et d'Erstein à partir d'une terrasse unique (Vogt 1992). Des zones humides comparables existent aussi en rive droite du Rhin entre la basse

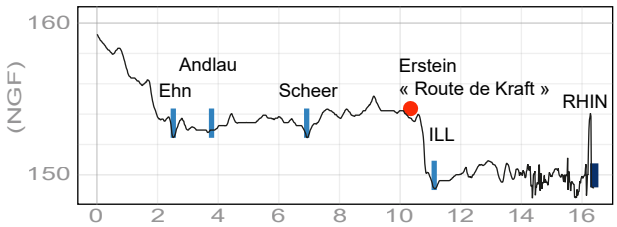


Fig. 186 : Profil transversal recoupant la terrasse de Valff, le Ried de l'Andlau, la terrasse d'Erstein et la plaine ello-rhénane actuelle (d'après IGN 5 m). Ces ensembles géomorphologiques sont cartographiés sur la figure 6.16.

terrasse weichselienne couverte de loess et les collines sous-schwardzaldiennes. Elles sont interprétées par les cartes géologiques allemandes comme résultantes de l'action des cours d'eau schwardzwaldiens (Elsass et al. 2006).

Si l'ensemble, terrasse de Valff, Ried de l'Andlau et terrasse d'Erstein, présente un intérêt géomorphologique évident, notamment pour travailler sur les relations entre le Rhin, les affluents vosgiens et les dynamiques éoliennes, les dépôts constitutifs de ces ensembles n'ont jamais été décrits précisément ni datés, et rares sont les forages archivés dans le secteur par le BRGM. Une vingtaine de sondages ont été ouverts dans les loess de la terrasse d'Erstein vers sa terminaison nord, entre Fegersheim et Geispolsheim, lors des diagnostics archéologiques préalables à la construction de la rocade sud de Strasbourg (Schneikert 2015). D'autres opérations ont permis de compléter ces observations plus au sud, à hauteur d'Erstein (e.g. Arnold 2018). Elles ont montré que la succession stratigraphique est homogène sur toute l'étendue de la terrasse d'Erstein ; un profil représentatif, le profil de Geispolsheim, a donc été choisi pour être analysé, daté et présenté ici (6.3.1). Elles ont également permis de documenter l'emboîtement de la plaine ello-rhénane actuelle dans les dépôts weichseliens et de préciser sa chronologie à partir de la position de vestiges archéologiques (6.3.2).

6.3.1 Geispolsheim

Les sédiments de la terrasse d'Erstein peuvent être exposés à partir du profil de Geispolsheim (Fig. 187, Fig. 188 et Tab. 47). Sa base est constituée de galets, de 1 à 2 cm de diamètre, avec des éléments de 3 à 5 cm (unité 8). L'unité est entrecoupée de lits sableux plans. Elle est recouverte par l'unité 7, des lits de lits de sables moyens gris brun et de limons argilo-sableux brun-rouge clair (2,5YR6/4), qui présente parfois une structure lamellaire. La succession stratigraphique se poursuit avec des limons légèrement sableux, gris (unité 6), beige orangé (unité 5), gris-beige (unité 4) ou beige-jaune (unité 3). À proximité des cours d'eau actuels, ces unités sont marquées par des involutions et des interpénétrations (Fig. 189). Les unités 6 et 4 se distinguent par la présence de nodules ferro-manganiques diffus et par la présence de coquilles de mollusques. L'unité 3 a livré des poupées calcaires centimétriques. La succession est coiffée par des limons légèrement argileux bruns avec une structure grumeleuse (unité 2) et par des limons brun sombre labourés (unité 1). De nombreux vestiges archéologiques du Néolithique à l'Antiquité tardive ont été découverts et fouillés dans le secteur (étude en cours sous la direction d'Antoine Ferrier).

Les galets et les dépôts sableux à litages plans sont des dépôts alluviaux. Ils présentent le cortège pétrographique de dépôts rhénans. Les involutions qui les traversent sont liées à des épisodes de gel dont l'expression est très localisée. Les unités 3 à 6 présentent les caractères de terrain de dépôts loessiques, avec deux gleys de toundra, les unités 6 et 4, l'unité 6 étant plus évoluée que l'unité 4. En surface, la limite inférieure diffuse et la teneur en calcaire de l'unité 2 sont des caractères d'un sol brun calcaire.

Les données granulométriques confirment le découpage basé sur les caractères de terrain. Ainsi, les sables à la base présentent des courbes effilées et les meilleurs indices de tri du profil (Fig. 187). Les limons alluviaux livrent quant à eux une courbe plus aplatie. Les limons loessiques postérieurs présentent des courbes plus effilées, mais apparaissent moins bien triés que la plupart des dépôts loessiques traités dans les chapitres précédents, notamment à Schaffhouse-près-Seltz. La teneur en carbonates de calcium se situe autour de 30% dans les alluvions rhénanes sableuses de la base du profil. Elle tombe à 17 % dans les limons argileux alluviaux bruns. De 20 à 24 % dans les deux unités de loess les plus anciennes, les unités 6 et 5, elle approche les 30 % dans l'unité 4 et atteint presque 50 % dans l'unité 3. Le sol développé à la surface du profil présente quant à lui 19,7 % de carbonates.

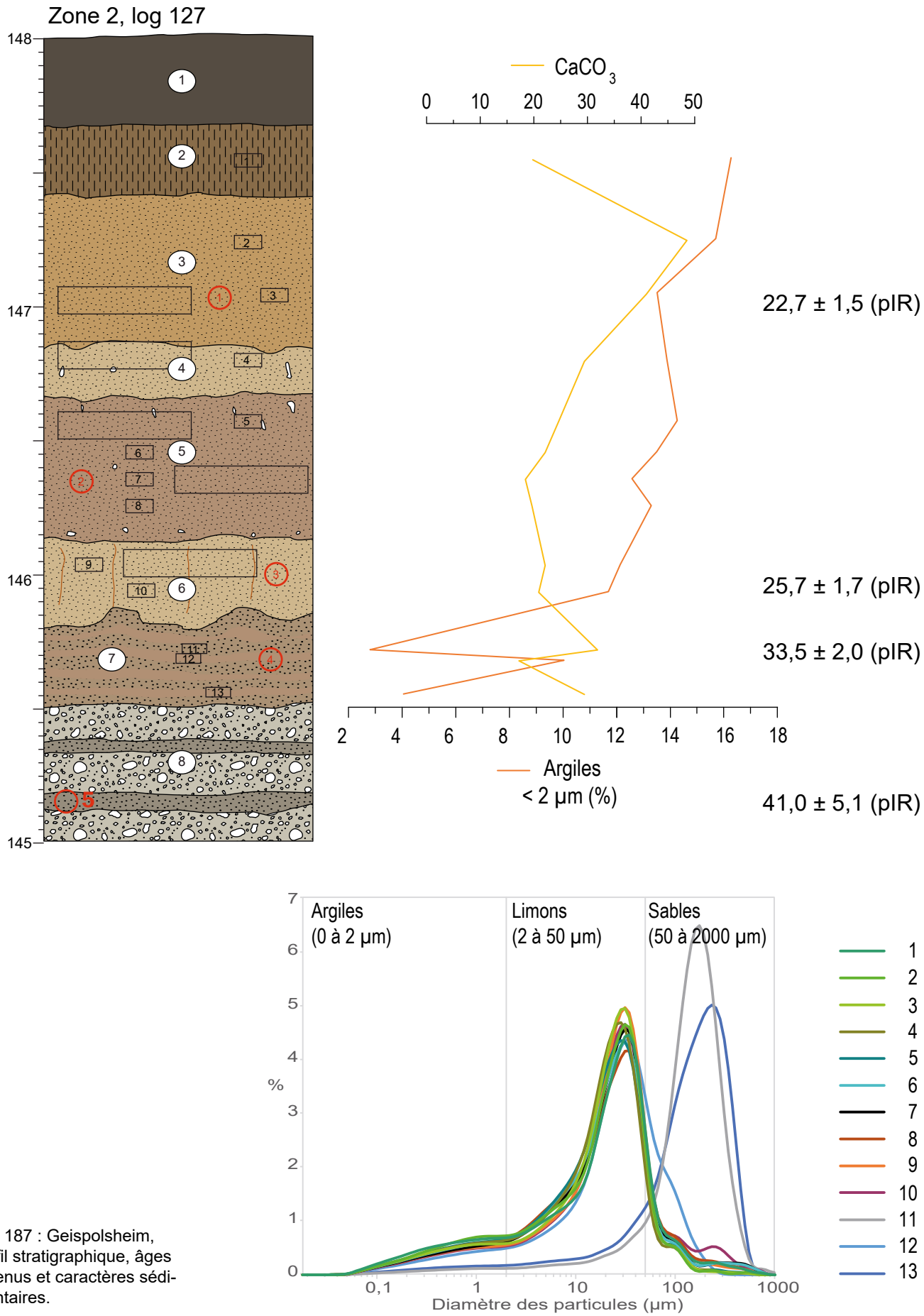


Fig. 187 : Geispolsheim, profil stratigraphique, âges obtenus et caractères sédimentaires.



Fig. 188 : Geispolsheim, vue des unités 8 à 5 de la moitié inférieure du profil.



Fig. 189 : Geispolsheim, cryoturbations localisées sur la bordure orientale de la terrasse.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,32 m	limons, brun sombre, structure labourée et compacte
2	0,26 m	limons légèrement argileux, bruns (10YR4/4), structure bioturbée à grumeleuse
3	0,54 m	limons légèrement sableux, beige-jaune (10YR6/6 à 2,5Y7/4), structure massive bioturbée, poupées calcaires centimétriques.
4	0,20 m	limons légèrement sableux, gris clair légèrement hétérogène, structure massive, nodules diffus d'oxydes de fer et de manganèse (de 0,5 à 1 mm de diamètre) présence de fragments de coquilles de mollusques et poupées calcaires centimétriques.
5	0,52 m	limons légèrement sablo-argileux, brun-rouge clair (2,5YR6/4), structure massive à prismatique bioturbée, présence de fragments de coquilles de mollusques, quelques poupées calcaires à la base de l'unité
6	0,32 m	limons légèrement sableux, gris clair, structure massive à prismatique, oxydes de fer ocres sous la forme de grands filaments verticaux (autour de 1 cm de large pour 20 à 30 cm de long), présence de coquilles de mollusques
7	0,32 m	lits de sables moyens gris brun et de limons argilo-sableux brun-rouge claire (2,5YR6/4), structure particulaire à lamellaire
8	Base non atteinte	galets (diamètre moyen 1 à 2 cm, diamètre maximum de 3 à 5 cm) dans une matrice sableuse gris et poches de sables moyens à fins gris. Les figures stratigraphiques semblent planes ou légèrement obliques, mais ont été peu observées du fait de la position de l'unité au fond des sondages

Tab. 47 : Geispolsheim : unités constitutives de la terrasse d'Erstein.

Les datations numériques obtenues (Tab. 48) couvrent une fourchette de 41,0 ± 5,1 ka à 19,3 ± 1,3 ka. D'importants écarts sont notés entre les méthodes IR50 et pIR pour les alluvions de la base qui ont livré 24,7 ± 2 ka et 25.2±1.5 ka avec la première méthode et 41 ± 5,1 ka et 33,5 ± 2 ka avec la seconde.

Lab code	Method	Deph (cm)	n	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka^{-1})	D_e IR50/ OSL (Gy)	D_e pIR (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR (ka)
GEI1	F-pIR225	98	5	1.15±0.01	7.93±0.40	2.39±0.06	2.71±0.18	52.28±0.92	61.49±0.98	19.3±1.3	22.7±1.5
GEI3	F-pIR225	200	5	1.51±0.02	9.58±0.23	2.79±0.11	3.27±0.17	64.51±1.07	83.89±1.45	19.7±1.3	25.7±1.7
GEI4	F-pIR225	233	5	1.45±0.01	5.70±0.33	1.72±0.08	2.49±0.14	62.73±1.37	83.37±2.05	25.2±1.5	33.5±2.0
GEI5	F-pIR225	285	23	1.70±0.02	4.90±0.28	1.40±0.09	2.55±0.10	63.01±4.52	104.33± 12.48	24.7±2.0	41.0±5.1

* GEI1-4 = 4-11 µm, GEI5 = 100-150 µm

Tab. 48 : Geispolsheim, datations numériques obtenues à partir de feldspath (Frank Preusser, Université de Fribourg).

Les fourchettes chronologiques obtenues situent les alluvions dans le Weichselien moyen ou le Weichselien supérieur. Les dépôts de ces périodes étant extrêmement rares, aucune comparaison ne permet d'être plus précis. La découverte de macrorestes végétaux, de reste osseux et des datations radiocarbone permettront à terme d'affiner la chronologie. Les âges obtenus dans les loess de l'unité 3 autorisent l'attribution du gley de toundra supérieure (unité 4) à l'interstade GIS2.2 (Rasmussen et al. 2014), contemporain du gley G7 de Nussloch, le gley le plus recent identifié dans les séquences loessiques autour de 23,5ka (Moine et al. 2017).

L'extension importante, plusieurs dizaines de kilomètres carrés, des alluvions fines semblent liées à une vaste plaine d'inondation et pourraient traduire une incision des chenaux rhénans responsable de la formation de la terrasse d'Erstein. La couleur orangée et la teneur plus faible en carbonates des limons argileux bruns pourraient traduire une contribution de particules issues des Vosges.

La migration et l'incision du Rhin responsables de la formation de la terrasse d'Erstein peuvent surtout être approchées grâce à la couverture loessique datée du Weichselien supérieur. La teneur en carbonates, entre 40 et 48 %, de cette couverture est tout à fait unique. Elle traduit un enrichissement de plus de 10 à 20 % par rapport aux alluvions rhénanes et de 5 à 15 % par rapport aux autres séquences loessiques de la région. Elle pourrait s'expliquer par la contribution d'un niveau calcaire oligocène affleurant plus au nord sur les versants sud du Kochersberg et au sud de la Bruche, autour du horst du Glockelsberg.

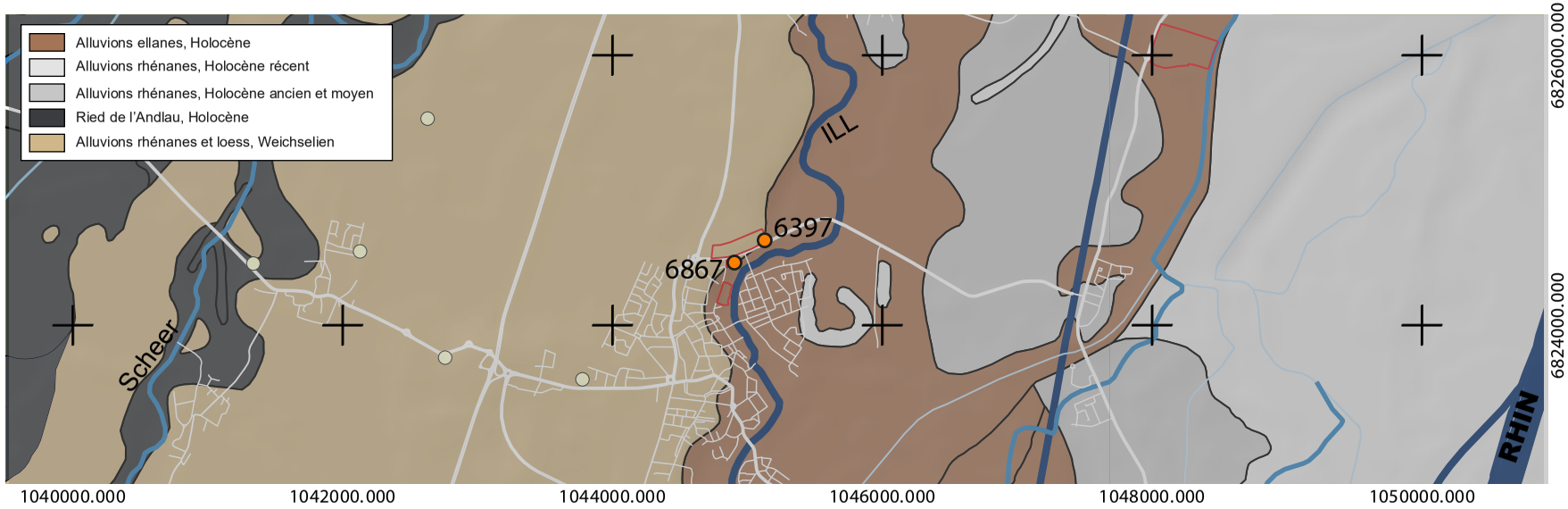
6.3.2 Erstein « route de Krafft »

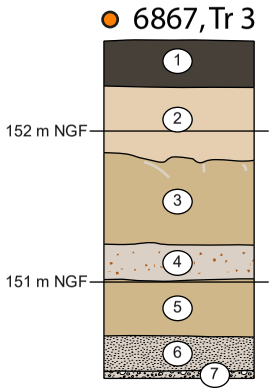
« Route de Krafft », la succession stratigraphique constitutive de la terrasse d'Erstein est similaire à celle de Geispolsheim (Fig. 190 et Tab. 49). La base du profil est ainsi constituée de galets rhénans dont le toit se situe à 150,5 m NGF (unité 7). Ils sont recouverts par des alluvions sableuses avec des poches limoneuses (unité 6). La séquence se poursuit avec des limons loessiques, les unités 5 à 2. Les unités 4 et 3 présentent des oxydations ferro-manganiques et un réseau polygonal s'ouvre au sommet de l'unité 3 (cellules de 20 à 30 cm de diamètre), autant de caractères typiques de gleys de toundra.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,28 m	unité 1 : limons, brun sombre, labours
2	0,46 m	limons, beige, structure massive, carbonatations calcaires de type septarias (1 à 3 cm de diamètre)
3	0,6 m	limons, beige-brun, hétérogène au sommet avec un réseau polygonale (cellule de 20 à 30 cm de diamètre, fig. 3) marqué par de discrètes oxydations ferro-manganiques, structure massive
4	0,24 m	limons, blancs-gris, structure massive, oxydations ferro-manganiques diffuses
5	0,36 m	limons légèrement sableux, beige-brun, structure massive bioturbée
6	0,23 m	sables fins à moyens, gris-blanc, structure particulaire, poches limoneuses
7	Base non atteinte	galets rhénans (1 à 2 cm de diamètre moyen), matrice sableuse grise

Tab. 49 : Erstein « route de Krafft », dépôts constitutifs de la terrasse d'Erstein.

Une coupe a été ouverte dans la plaine ello-rhénane située en contrebas de ces dépôts constituant la terrasse d'Erstein. La séquence s'appuie ici sur des galets (unité 9), autour de 148,4 m NGF (Fig. 190, Fig. 191 et Tab. 50), fossilisés des limons sableux loessiques, beige-jaune avec des poches de galets et de sables gris déformées par des figures cryogéniques (unité 8). Une seconde nappe de galets calcaires (unité 7) est emboîtée dans ces dépôts. Elle a été reconnue autour de 148,25 m NGF. Elle se caractérise par une matrice sableuse organique. Les arrivées d'eau n'ont pas permis de l'explorer de façon détaillée. Un tesson du Néolithique ancien (5300-4900 avant notre ère) a été mis au jour au sommet de l'unité (iso 3). La succession stratigraphique se poursuit au pied du talus de la terrasse d'Erstein par des sables fins gris hétérogènes qui forment un petit glacis de trois mètres de large (unité 6) et par des limons argileux, gris très sombre et bioturbés (unité 5). Elle s'achève avec des limons argileux gris hétérogènes bioturbés avec des fragments de céramique non tournée (unité 4), des lamines de sables fins et de limons beiges orientés depuis le talus de la terrasse (unité 3) et par des limons sablo-argileux, brun-beige, bioturbés avec des fragments de tuiles antiques (unité 2).





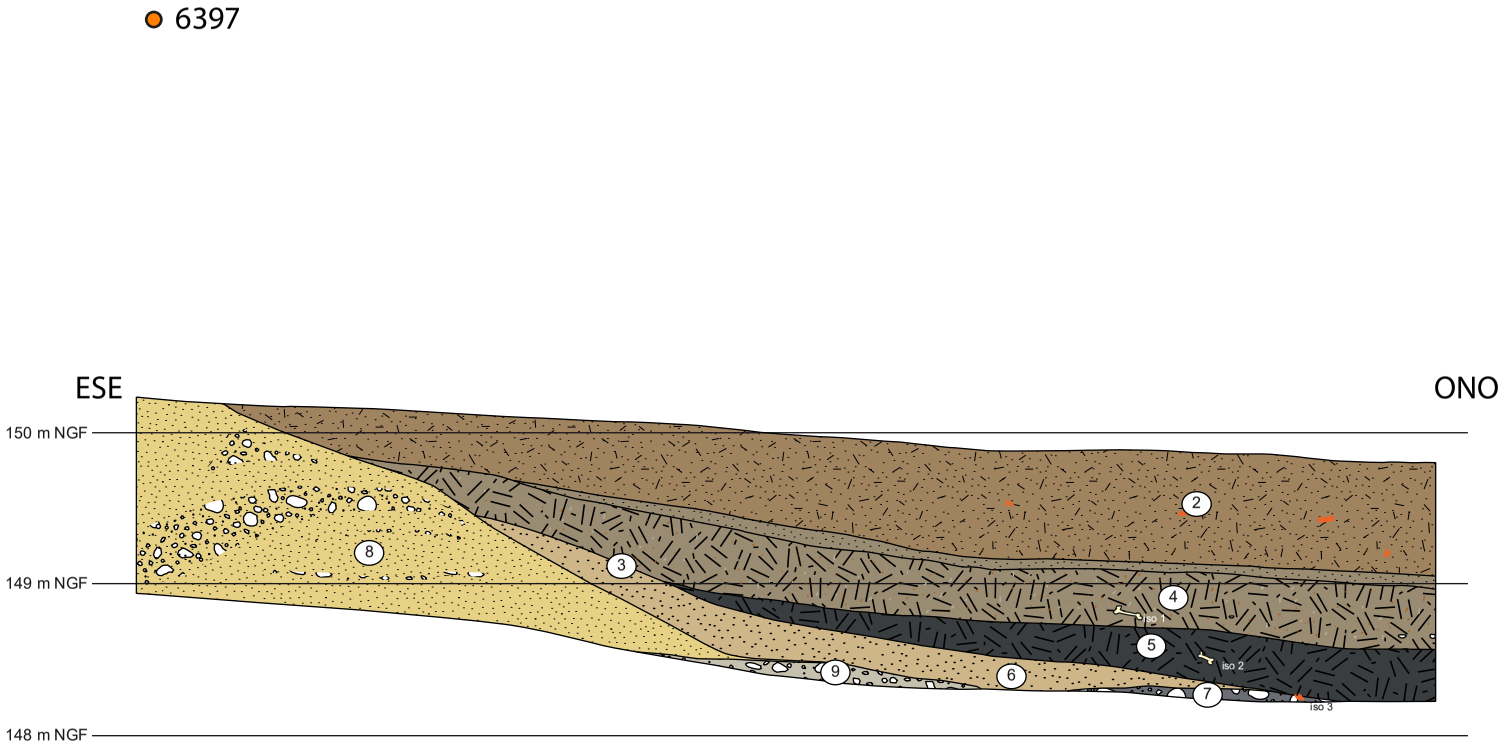


Fig. 190 : Bordure occidentale de la terrasse d'Erstein. La distance entre 6867 et la coupe n'est pas respectée.



Fig. 191 : Erstein « route de Krafft », vue de la coupe ouverte en bord de terrasse alluviale et dans la plaine ello-rhénane.

Unité	Épaisseur	Description
2	0,77 m	limons légèrement sablo-argileux, brun-beige, structure prismatique bioturbée, quelques galets, quelques coquilles de mollusques, fragments de tegulas
3	0,14 m	lamines de sables fins et de limons, beiges
4	0,5 m	limons argileux, gris hétérogène, structure polyédrique bioturbée, nombreux tests coquillés, quelques galets, fragments de céramique non tourné
5	0,33 m	limons argileux, gris très sombre, structure prismatique bioturbée
6	0,25 m	sables fins, légèrement limono-argileux, gris hétérogène, structure massive à particulaire, oxydes ferro-manganiques
7	Base non atteinte	graviers calcaires, 1 à 3 cm de diamètre, matrice sableuse grise organique, arrivées d'eau, présence d'un tesson du Néolithique ancien à l'interface supérieur (iso 3)
8	1,5 m	limons sableux loessiques, beige-jaune, poches de galets et de sables gris dans la moitié inférieure, l'ensemble est marqué par des figures cryogéniques
9	Base non atteinte	graviers calcaires, 1 à 3 cm de diamètre, matrice sableuse grise organique, arrivées d'eau

Tab. 50 : Erstein « route de Krafft », remblaiement holocène en contrebas de la terrasse d'Erstein, sur la bordure occidentale de la plaine ello-rhénane actuelle.

Après une incision de près de trois mètres de haut qui forme la terrasse d'Erstein, les formations les plus anciennes mises au jour dans la plaine ello-rhénane sont des galets rhénans qui témoignent du passage d'un chenal au pied de la terrasse. Ces galets sont compris dans une abondante matrice attestant d'un environnement très végétalisé, probablement interglaciaire. L'unité 6 est interprétée comme une couche de colluvions issue du flanc de la terrasse après le déplacement de la partie la plus hydrodynamique du chenal. La texture de l'unité 5 atteste de limons de débordement en périphérie de la plaine rhénane, tandis que sa couleur sombre et sa structure témoignent du développement d'un sol et d'une stabilisation de cette portion de la plaine alluviale. Très sombre, ce sol présente les caractères d'un sol de milieu humide, soumis à des alternances saisonnières d'humectation/dessiccation. Il est postérieur au Néolithique ancien, c'est-à-dire postérieur au début du Ve millénaire avant notre ère. L'unité 4, qui fossilise ce sol, présente les caractères d'un dépôt de plaine d'inondation. Les quelques fragments de céramique non tournée qu'elle a livrés ne permettent pas d'en proposer une chronologie exacte, protohistorique au sens large, entre le IIIe millénaire et le changement d'ère. La géométrie des petites lamines de l'unité 3 et de l'unité 2 est la marque de dépôts de pente contemporains ou postérieurs à l'époque antique, d'après les fragments de *tegulæ* mis au jour.

6.3.3 La terrasse d'Erstein : synthèse

Les nouvelles observations et les datations présentées montrent que la terrasse d'Erstein est constituée d'alluvions rhénanes du Weichselien moyen couvertes par une succession loessique du Weichselien supérieur qui comprend un à deux gleys de toundra. Ces loess permettent d'attribuer l'incision de la terrasse d'Erstein au Weichselien supérieur. Au pied de la terrasse, les galets attestent d'une plaine plus large qu'aujourd'hui au début de l'Holocène, avant le dépôt de limons de plaine d'inondation et de colluvions.

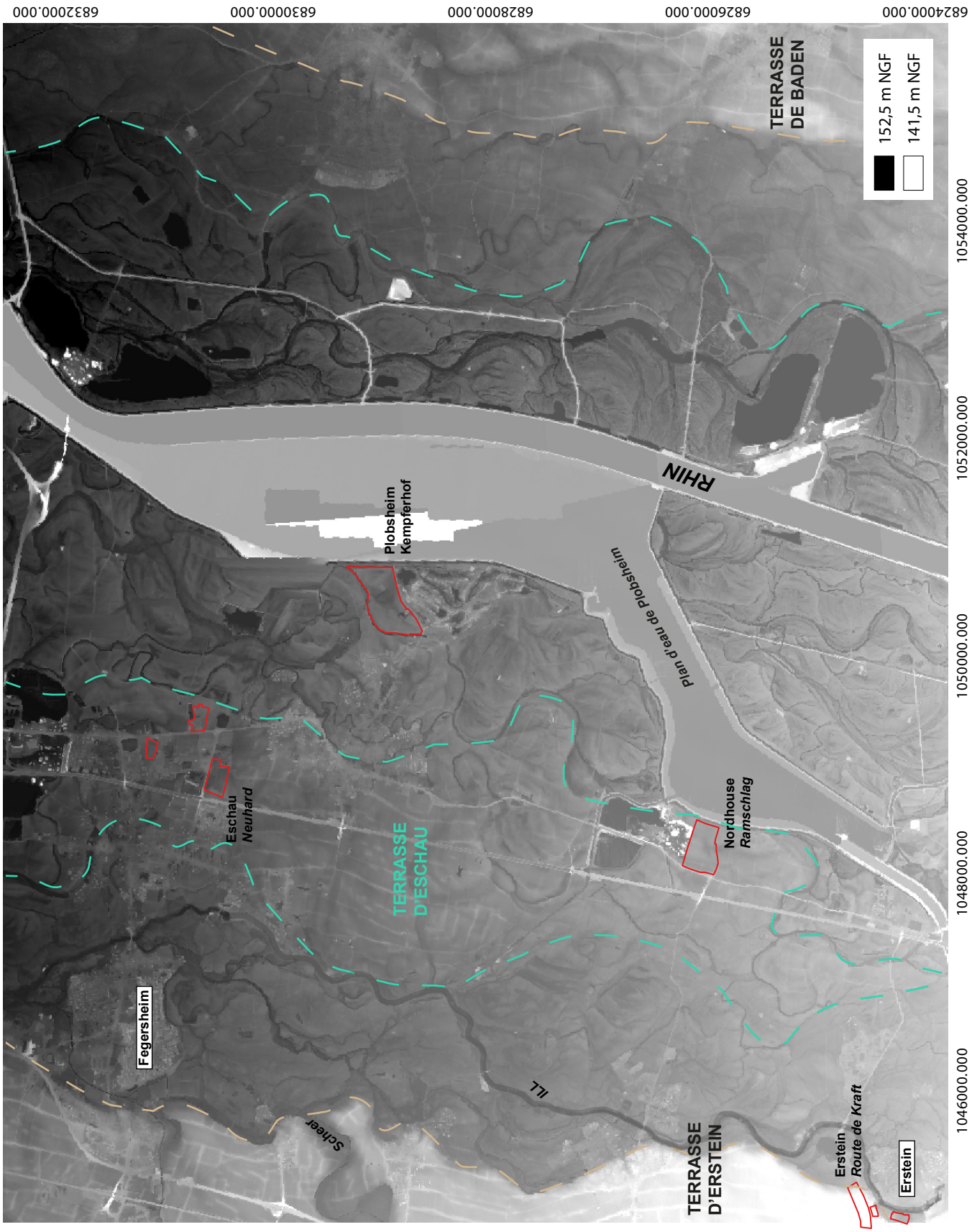
La limite orientale de la terrasse d'Erstein est bien marquée dans le paysage actuel et les alluvions holocènes sont emboîtées plus de deux mètres en contrebas des alluvions weichseliennes. Côté ouest, sa limite est en revanche définie par l'extension des loess. Si quelques sondages ont été réalisés dans le Ried de l'Andlau (Brunissen 2003), aucune datation ne permet de mettre en lumière d'épais remblaiements holocènes susceptibles d'avoir modifié sa topographie de surface. L'hypothèse de la formation des terrasses de Valff et d'Erstein par l'effondrement du Ried de l'Andlau au cours de l'Holocène (Vogt 1992) n'est donc pas confirmée par les nouvelles données acquises ces dernières années. Une hypothèse alternative, inspirée des cartes géologiques allemandes (Elsass et al. 2006), consisterait à expliquer son existence par les divagations de la Scheer, de l'Ehn et de l'Andlau qui auraient ici remaniées les loess.

6.4. La terrasse d'Eschau

En contrebas de la terrasse d'Erstein, plus précisément entre celle-ci et le cours actuel du Rhin, de Sélestat, en bordure nord du Grand Ried, à Strasbourg, la plaine ello-rhénane est composée de trois entités principales (Maire et al. 1971 ; Vogt 1992). Au centre, large de 2 à 3 kilomètres, la terrasse d'Eschau est discontinue, fortement disséquée par plusieurs générations de paléoméandres. Son sommet domine à l'ouest d'1 à 2 m celui de la nappe alluviale de la plaine de l'Ill (Fz 3 I), large d'un peu moins de 2 km. À l'est, son sommet surplombe d'1 à 3 m la nappe de la plaine du Rhin (Fz 3 R, Maire et al. 1971). Dans le modèle numérique établi à partir des données LIDAR, la terrasse d'Eschau est entourée de paléo-chenaux aux formes très vives. Sa surface est quant à elle marquée par de nombreux ackerbergs, des structures agraires, et les paléo-chenaux qui la parcourent sont très largement estompés (Fig. 192). Dans les quelques secteurs qui n'ont pas été urbanisés et qui ne sont pas occupés par des bois, la paléotopographie alluviale peut être approchée à partir des photographies aériennes (Fig. 193). Au sud du village d'Eschau, un réseau serré de paléo-chenaux dessine des îlots effilés de 100 à 200 m de large pour quelques centaines de mètres de longs. Au sud d'Illkirch-Graffenstaden, les chenaux sont plus sinueux et les îlots plus ramassés. Ces formes évoquent un cours d'eau anastomosé, mais les observations sont encore trop ponctuelles pour en révéler toute la complexité.

La terrasse d'Eschau est occupée par les villages et villes actuels. Formée de galets, elle serait coiffée d'un mètre de limons sur lesquels s'est développé un sol brun («Ried brun», Hirth 1971). D'après la carte géologique qui s'appuie sur un forage publié dans les années 1970 (Geissert et al. 1976), elle fossiliserait des tourbes holocènes à Ohnheim (Maire et al. 1971). Implanté dans les galets rhénans, le forage en question, archivé sous le numéro 02726X0063 dans la BSS, a rencontré trente centimètres de tourbes avec des mollusques vers 5 m de profondeur. Un niveau de vase grise à mollusques est également interstratifié dans les galets entre 6 et 7 m de profondeur. Ces deux niveaux ont été attribués à l'Holocène. Ils reposent, entre 7 et 19 m de profondeur, sur des galets. Les vases jaunes au contenu malacologique interglaciaire ont été rencontrées entre 21 et 22 m de profondeur (Geissert et al. 1976). Malheureusement, ce forage se trouve en réalité en dehors de l'emprise cartographiée de la terrasse d'Eschau par le BRGM, dans la nappe Fz 3 I. De fait, si la terrasse d'Eschau avait été mise en place avant et pendant le Subboréal (antérieurement au Premier Âge du Fer, Maire et al. 1971) ou avant et pendant l'époque antique (Hirth 1971), aucun profil avec des datations ne permet d'appuyer ces hypothèses. Seul un tronc d'aulne de cinquante centimètres de diamètre pour plus de trois mètres de long, mis en évidence dans des sables, recouverts par des limons argileux, dans un paléochenal qui parcourt sa surface, a livré un âge radiocarbone du début du troisième millénaire avant notre ère à Illkirch-Graffenstaden (Carbillet 2013).

Les nappes de l'Ill, Fz 3 I, et du Rhin, Fz 3 R, ont, elles aussi, été peu documentées. La première serait composée de galets et d'une faible couverture limoneuse (Maire et al. 1971). D'après la taille des méandres, notamment entre Illkirch-Graffenstaden et Ostwald, la rivière emprunterait ici un ancien bras du Rhin (Vogt 1992). Sous les alluvions fines sur lesquelles sont bâtis les *tumuli* du premier âge du Fer (VIIIe-Ve siècle avant notre


6824000.000
6826000.000
6828000.000
6830000.000
6832000.000
1054000.000
1052000.000
1050000.000
1048000.000
1046000.000
TERRASSE DE BADEN
152,5 m NGF
141,5 m NGF
RHIN
Plobsheim Kempferhof
Plan d'eau de Plobsheim
Nordhouse Ramschlag
Eschau Neuhard
TERRASSE D'ESCHAU
Fegersheim
Schiltigheim
ILL
TERRASSE D'ERSTEIN
Erstein Route de Kraft
Erstein

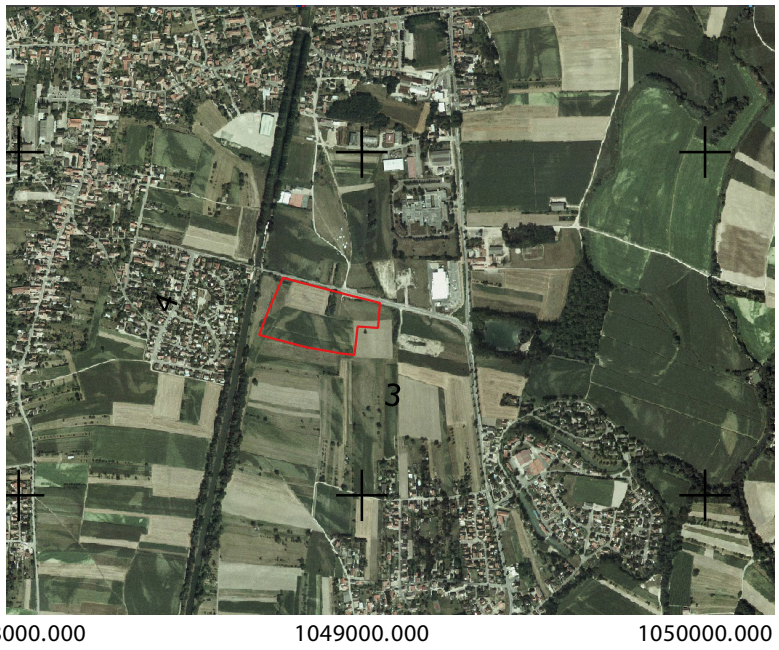


Fig. 192 : Ci-contre, principaux ensembles morphosédimentaires observés d'après les données LIDAR (données LIDAR : CD 67 (2011), CUS Strasbourg (2007), LGL Baden-Württemberg (2008), traitement : Jérôme Houssier/Archéologie Alsace).

Fig. 193 : À droite, photographies aériennes de la terrasse d'Eschau à Eschau. L'emprise de Neuschau « *Neuhard* » est indiquée en rouge. Noter les paléo-chenaux plus sombres qui dessinent des anastomoses.

ère) de Nordhouse, un niveau d'occupation du Bronze moyen avec des foyers et des fragments de céramique a été mis au jour (Plouin, étude en cours et communication orale). La nappe Fz 3 R serait quant à elle composée de galets, nappés d'une faible couverture limoneuse (Maire et al. 1971). Elle est parcourue d'un lacis complexe de chenaux (*Rhin Tortu*, *Muehlgiessen*, *Alt Rhein*..) encore en eau aujourd'hui. Cet espace était encore régulièrement submergé avant l'endiguement du fleuve au XIXe siècle. Les matériaux de cette nappe sont encore très calcaires et le sol développé en surface est très peu évolué («Ried blond», Hirth 1971). À Plobsheim « *Kempferhof* », un diagnostic de l'Inrap a mis au jour des tresses gravelo-sableuses, recoupées par des petits méandres qui ont livré des bois flottés datés au ^{14}C du XIIIe siècle. L'ensemble est recouvert de 0,5 à 1 m de limons beiges (Carbillet 2014).

La fouille de *tumuli* du Haut Moyen Âge et d'un camp militaire du XVIIe siècle mené sur la nappe alluviale d'Eschau à Eschau a permis de sonder les graviers qui la constituent et un paléochenal qui la parcourt (Habasque-Sudour et al. 2020). À Nordhouse, dans la plaine du Rhin, en contrebas de la nappe d'Eschau, un diagnostic a documenté la couverture fine de la nappe Fz 3 R (Croutsch et al. 2018). Ces deux opérations apportent les premiers éléments de datation des grands ensembles alluviaux holocènes au sud de Strasbourg et font l'objet de la présente partie.

6.4.1 Eschau « *Neuhard* »

La fouille d'Eschau « *Neuhard* » a mis au jour des bancs de galets et des plages de limons. Les limons dessinent deux paléo-chenaux dont la géométrie permet de proposer une chronologie. Le chenal 1 n'apparaît pas dans la fenêtre orientale. Il est ainsi recoupé par le chenal 2 qui est donc postérieur (Fig. 194). Le chenal 1 est recoupé par un tumulus du Haut Moyen Âge (VIIe-VIIIe siècle, Habasque-Sudour et al. 2020). Le profil 1 a été mis au jour dans un banc de galets (Fig. 195). La tranchée, le profil 17, a été ouverte dans le paléochenal 1 (Fig. 198, Fig. 197 et Fig. 198). Elle a été nettoyée en continu. L'absence de matériaux pour une datation radiocarbone a motivé le prélèvement de deux tubes pour des datations OSL. Le premier a été positionné dans une lentille sableuse au sein de la nappe de galets exposée dans le profil 1 (Fig. 197). Le second a été placé dans le com-

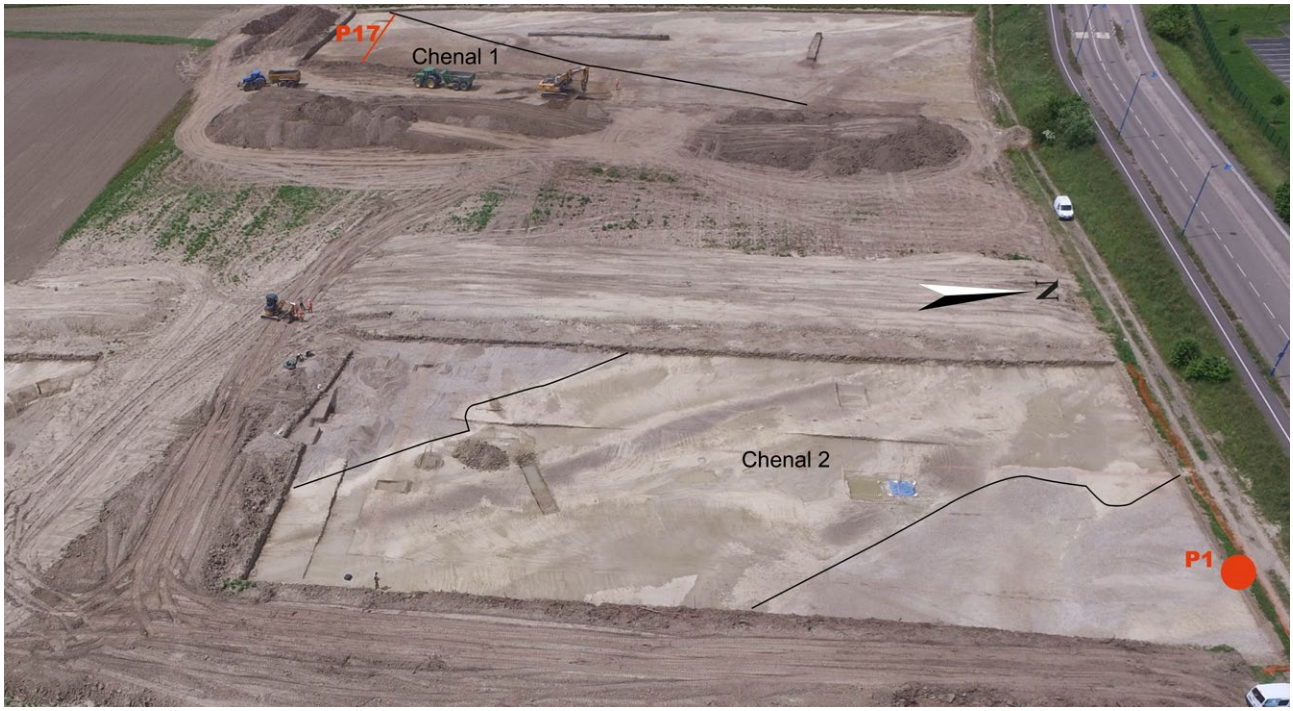


Fig. 194 : Vue des emprises de fouille d'Eschau « *Neuhard* » (cliché drone : Julien Plumereau/Archéologie Alsace). Le décapage a mis au jour des bancs de galets et deux paléochenaux limoneux. Le chenal 1 n'apparaît pas dans la fenêtre orientale. Il est ainsi recoupé par le chenal 2 qui est donc postérieur au chenal 1. Le profil 1 a été creusé dans un des bancs de galets et le profil 17 a coupé le paléochenal occidental.

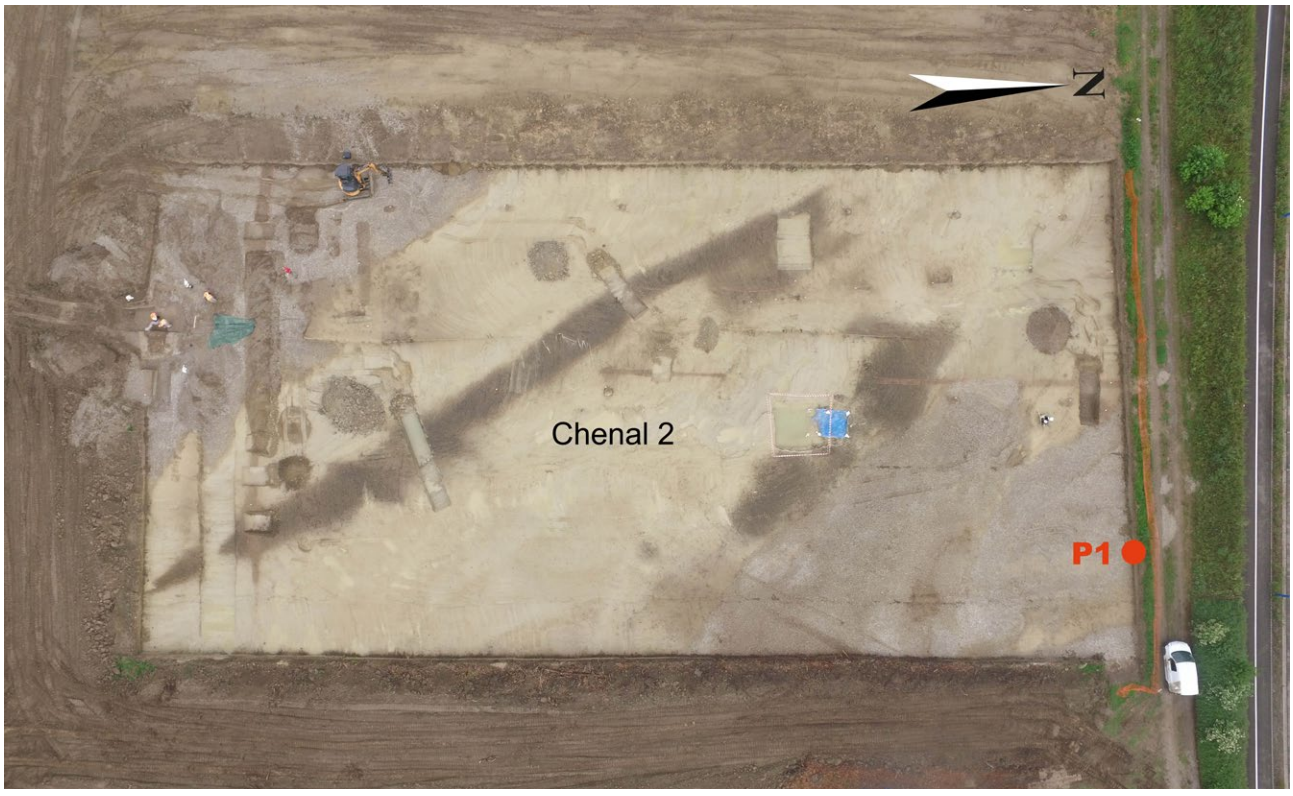


Fig. 195 : Vue de l'emprise orientale de la fouille d'Eschau « *Neuhard* » et position du profil 1 dans la nappe de galets (cliché drone : Julien Plumereau/Archéologie Alsace).

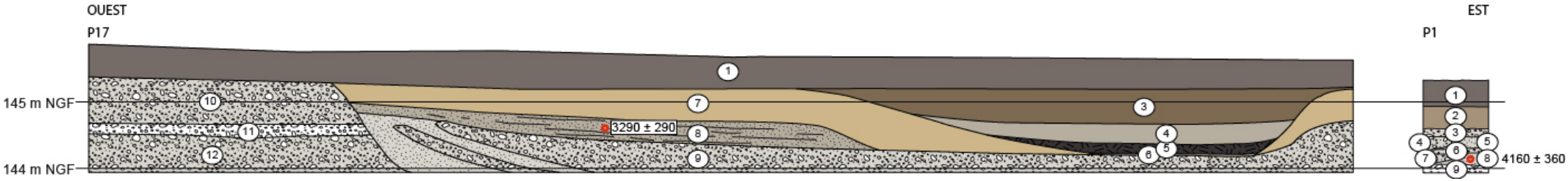


Fig. 196 : Eschau « *Neuhard* », profil 1 et profil 17.



Fig. 197 : Eschau « *Neuhard* », vue du profil 1.

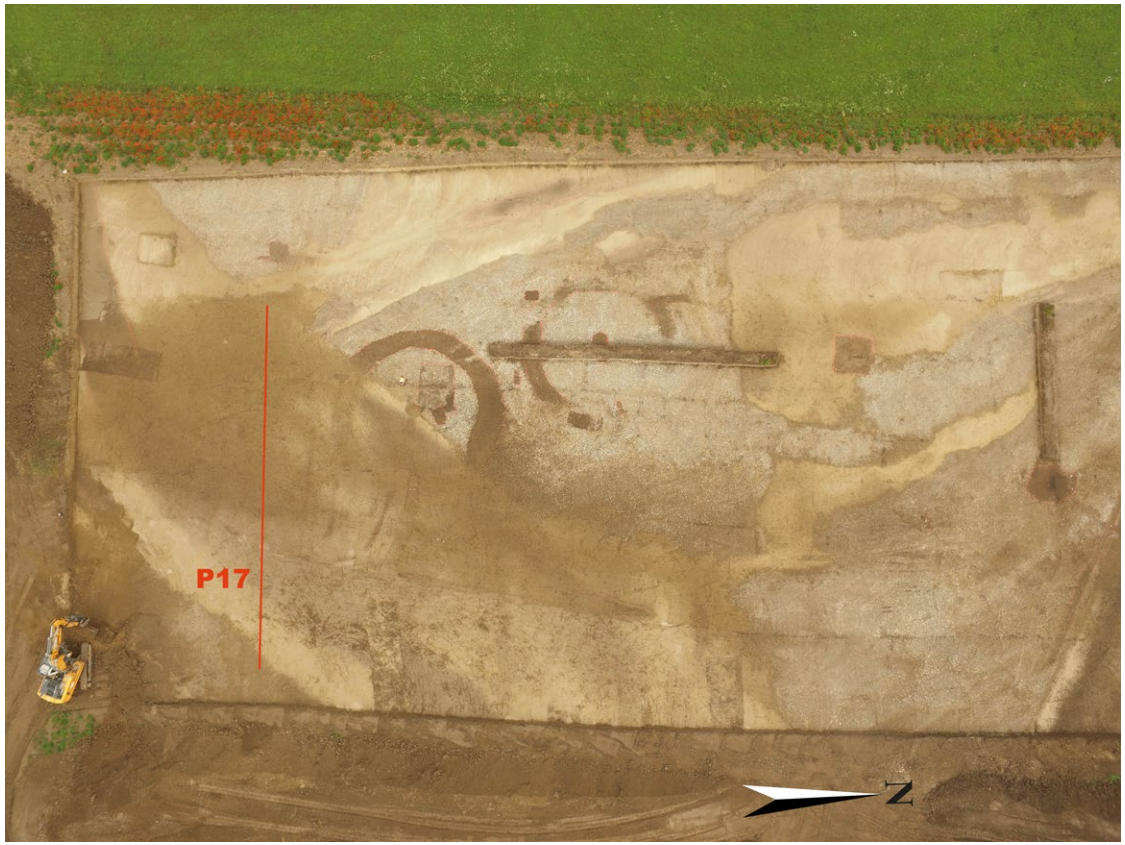


Fig. 198 : Vue de l'emprise occidentale de la fouille d'Eschau « *Neuhard* » et position du profil 17 dans le chenal 1 (cliché drone : Julien Plumereau/Archéologie Alsace).

blement du chenal 1.

Profil 1

La base du profil 1 ouvert dans le banc de galets occidental (Fig. 197 et Tab. 51) est constituée de galets sans matrice avec des croûtes calcaires sur leur face inférieure autour de 144 m NGF (unité 9). Ces galets sont coiffés par des sables (unité 8), recoupés et recouverts par des galets (unités 7 et 6). Une seconde couche de sables (unité 5) est fossilisée par deux unités de galets (unités 4 et 3). La succession se termine avec des limons brun-beige riches en pseudomycelium (unité 2), dont le terme supérieur a été labouré.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,38 m	limons légèrement argileux, gris brun sombre, structure labourée
2	0,33	limons, brun-beige, structure massive bioturbée à polyédrique, pseudomycelium
3	0,12	galets (2 cm de diamètre moyen, 4 cm de diamètre maximum) matrice sableuse
4	0,21	galets (1 cm de diamètre moyen, 2 cm de diamètre maximum) matrice sableuse
5	0,17	sables avec discrètes lamines
6	0,07	galets (1 cm de diamètre moyen, 2 cm de diamètre maximum) matrice sableuse
7	0,13	galets (1 cm de diamètre moyen) et sables
8	0,18	sables avec discrètes lamines
9	Base non atteinte	galets (1 cm de diamètre moyen, 2 cm de diamètre maximum), structure ouverte, encroutements calcaires sous les galets

Tab. 51 : Eschau « *Neuhard* », description des unités du profil 1.

L'unité sableuse inférieure, l'unité 8, a livré un âge de 4160 ± 360 ans (Tab. 52 et Tab. 53), ce qui nous place au début de l'Holocène récent (Walker et al. 2018), entre la fin du IIIe et le début du IIe millénaire avant notre ère, qui correspond à la fin du Néolithique et au début de l'âge du Bronze ancien.

	Activités (Bq/Kg)		Doses (mGy/an)	
	S219219 – OSL1	S219220 – OSL2	S219219 – OSL1	S219220 – OSL2
$U(U^{238})$	10,6 ± 1,0	24 ± 1,9	0,021 ± 0,005	0,046 ± 0,008
$U(Ra^{226})$	12,2 ± 1,0	24,5 ± 2,0	0,194 ± 0,038	0,371 ± 0,066
U^{235}	0,13 ± 0,43	0,87 ± 0,47	0,003 ± 0,004	0,007 ± 0,004
Th	15,1 ± 0,8	21,1 ± 1,4	0,249 ± 0,030	0,408 ± 0,047
K	280,3 ± 8,1	334 ± 11	0,829 ± 0,055	0,939 ± 0,067
Rb*			0,013 ± 0,002	0,015 ± 0,002
H_2O** (%)	10 ± 3,2	15 ± 3,2		
Contribution des matériaux à la dose annuelle			1,307 ± 0,076	1,786 ± 0,110

	S219219 – OSL1	S219220 – OSL2
Q_{nat} (Gy)	**6,2 ± 0,2**	**6,5 ± 0,2**
$I_{matériaux}$ (mGy/an)	1,307 ± 0,076	1,786 ± 0,110
$I_{cosm.}$ (mGy/an)	0,184 ± 0,009	0,191 ± 0,010
I_{total} (mGy/an)	**1,491 ± 0,077**	**1,977 ± 0,111**
Age OSL (ans)	4160 ± 360	3290 ± 290
Intervalles de dates (Av. J.-C.)	[2500 – 1780]	[1560 – 970]

Tab. 52 : Eschau « *Neuhard* », activités en radioéléments des échantillons (Emmanuel Vartanian/Re.S.Artes).

Tab. 53 : À droite, Eschau « *Neuhard* », calcul de la dose annuelle et résultats des datations réalisées sur quartz. (Emmanuel Vartanian/Re.S.Artes).

Profil 17

Les dépôts les plus anciens du profil 17 se situent à l'ouest. Ils sont constitués de galets dans une matrice sableuse (unité 12, Fig. 196, Fig. 199 et Tab. 54), de galets sans matrice, autour de 144 m NGF (unité 11), et de galets dans une matrice sableuse (unité 10). Ils sont incisés avant les dépôts emboités de la seconde partie de la succession stratigraphique. Celle-ci démarre avec des galets (unité 9) dont la base, immergée dans l'eau, n'a pu être identifiée. Sur sa bordure occidentale, les galets sont interstratifiés avec des bancs de sable qu'ils

recoupent. La succession stratigraphique se poursuit avec un banc de sables lités localisé dans la moitié ouest de la coupe (unité 8) et avec des limons sableux beiges (unité 7). Les limons colmatent la majeure partie du paléochenal. Seul un tronçon de 5 à 6 m de large subsiste à l'est de la coupe. Son colmatage est constitué de limons sableux beiges (unité 6), de limons argileux gris-noir (unité 5), de limons sableux gris-brun (unité 4) et de limons sableux brun-gris à structure polyédrique. Il est marqué par des carbonatations secondaires, petites poupées calcaires dans les unités 6 et 5 et pseudomycelium dans les unités 4 et 3. Le sommet de la séquence est constitué de limons légèrement argileux gris-brun sombre labourés (unité 1).

Unité	Épaisseur	**Description**
1	0,44 m	limons légèrement argileux, gris-brun sombre, structure labourée
3	0,52 m	limons légèrement sableux, brun-gris, structure polyédrique, un peu de pseudomycelium
4	0,3 m	limons légèrement sableux, gris-brun, un peu de pseudomycelium
5	0,14 m	limons argileux, gris-noir, petites poupées calcaires (2 à 3 mm de diamètre)
6	0,02 m	limons légèrement sableux, beige-gris hétérogène, quelques petites poupées calcaires (2 à 3 mm de diamètre)
7	0,48 m	limons légèrement sableux, beige
8	0,33 m	sables fins limoneux, litages discrets gris et blancs soulignés par des oxydations diffuses
9	Base non atteinte	galets (2 à 3 cm de diamètre moyen, 5 à 7 cm de diamètre maximum), matrice sablo-argileuse beige-gris
10	0,67 m	galets (2 à 3 cm de diamètre moyen, 5 à 7 cm de diamètre maximum), matrice sablo-argileuse beige-gris
11	0,17 m	galets (2 à 3 cm de diamètre moyen, 5 à 7 cm de diamètre maximum), pas de matrice
12	Base non atteinte	galets (3 cm de diamètre moyen, 7 cm de diamètre maximum), matrice sablo-argileuse beige-gris

Tab. 54 : Eschau « *Neuhard* », description des unités du profil 17.



Fig. 199 : Eschau « *Neuhard* », vue du profil 17.

Les sables de l'unité 8 présente à l'ouest du paléochenal ont livré un âge de 3290 ± 290 ans (Tab. 52 et Tab. 53), ce qui nous place dans la seconde moitié du IIe millénaire avant notre ère, c'est-à-dire à l'âge du Bronze moyen et/ou dans les étapes initiales du Bronze final.

Eschau « *Neuhard* » : Synthèse

Les unités les plus anciennes, les galets à l'ouest du profil 17, présentent les caractères d'une barre graveleuse ou de la charge de fond d'un vaste paléochenal. Ils n'ont pas livré de lentilles sableuses susceptibles d'être datées. L'alternance de galets et de sables du profil 1 peut être interprétée comme un lobe d'écoulement gravitaire ou une barre graveleuse, dans le lit principal du Rhin. Elle est datée du Subboréal. Les dépôts sableux et limoneux postérieurs s'inscrivent dans un paléochenal. Encore actif vers la fin du Subboréal, son atterrissement n'a pu être daté précisément, mais d'après la position des *tumuli* du Haut Moyen Âge, il est largement antérieur aux VII-VIIIe siècle de notre ère.

Les résultats exposés ici constituent les premières datations directes des matériaux constitutifs de la terrasse d'Eschau. Ils confirment donc que le cours principal du Rhin se situait à hauteur d'Eschau durant l'Holocène moyen, bien que la taille réduite des fenêtres de fouille et des profils ne permette pas encore de définir le style fluvial responsable des dépôts et que leur base n'a pas encore été atteinte.

6.4.2 Nordhouse « *Ramschlag* »

D'après la carte géologique, Nordhouse « *Ramschlag* » se situe sur la nappe Fz 3 R en contrebas de la terrasse d'Eschau. Pourtant, en surface, les paléo-chenaux présentent des formes très estompées comme sur cette dernière (Fig. 200). Un diagnostic archéologique a permis d'en révéler le sous-sol (Croutsch et al. 2018).

La base des profils est constituée de galets de 2 à 3 cm de diamètre moyen et de 7 cm de diamètre maximum, compris dans une matrice sableuse. Les galets sont fossilisés par des sables beiges à gris et par des limons plus ou moins sableux, beige-gris, avec quelques fragments de coquilles et des poupées calcaires millimétriques (Fig. 200 et Tab. 55). Localement, une succession similaire, mais sans concrétions calcaires et avec des dépôts plus organiques a été mise en évidence, comme par exemple tranchée 163.

Unité	Épaisseur	Description
126.1	0,45	Limons légèrement argileux, brun-gris sombre, labours
126.2	0,3 m	Limons légèrement sableux, beige hétérogène, structure massive, oxydes ferro-manganiques à la base
126.3	0,6 m	Sables fins, gris, oxydes ferro-manganiques sous la forme de nodules et de filaments
126.4	Base non atteinte	Galets (2 à 3 cm de diamètre moyen, 6 à 7 cm de diamètre maximum), matrice sableuse grise
140.1	0,4 m	Limons légèrement argileux, gris sombre
140.2	0,35 m	Limons, beige, poupées calcaires millimétriques et coquilles à l'interface supérieur
140.3	Base non atteinte	Sables gris avec vase de l'âge du Bronze final
163.1	0,45 m	Limons argileux, gris sombre
163.2	0,85 m	Limons légèrement sableux, beige
163.3	0,8 m	Sables fins à moyens, gris-beige, oxydes ferro-manganiques
163.4	Base non atteinte	Sables moyens, gris sombre, fragments végétaux et bois
138.1	0,45 m	Limons légèrement argileux, brun-gris sombre
138.2	0,6 m	Limons légèrement sableux, beige-gris, poupées calcaires millimétriques
138.3	0,57 m	Sables, oxydes ferro-manganiques
138.4	Base non atteinte	Galets (2 à 3 cm de diamètre moyen, 6 à 7 cm de diamètre maximum, matrice sableuse)

Tab. 55 : Nordhouse « *Ramschlag* », description des profils stratigraphiques.



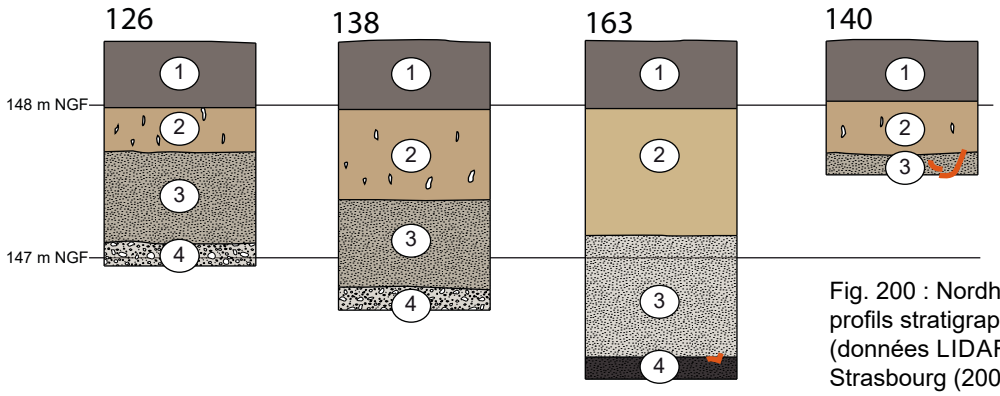


Fig. 200 : Nordhouse « *Ramschlag* », profils stratigraphiques sur le fond LIDAR (données LIDAR : CD 67 (2011), CUS Strasbourg (2007), LGL Baden-Württemberg (2008), traitement : Jérôme Houssier/Archéologie Alsace).

Les galets à la base des profils sont des dépôts de chenal actif. Il n'est pas possible de préciser dans quel style fluvial ils s'inscrivent. Les sables qui les fossilisent peuvent être interprétés comme des levées sableuses ou des dépôts de plaine d'inondation proximale. Les limons supérieurs sont des dépôts de plaine d'inondation dont le sommet a été légèrement décarbonaté, processus responsable des petites concrétions calcaires mises en évidence dans l'unité. Les dépôts plus organiques révélés dans le profil 163 sont interprétés comme le remplissage de petits chenaux hérités de la nappe grossière et dont le colmatage est postérieur aux successions stratigraphiques des profils 126, 138 et 140.

Les sables beiges à gris ont livré « un pot (forme fermée, basse) au profil ovoïde (…) dans la tranchée 140 (1180 g) (Fig. 201). Incomplet, il est constitué d'une pâte grossière au dégraissant minéral et coquillier. Son bord bien individualisé présente une lèvre arrondie digitée. La panse inférieure est marquée par un traitement grossier de la surface. Ces vases de grandes dimensions (ici 40 cm de diamètre) sont généralement assimilés à des vases de stockage. Ce profil en particulier est fréquent au Bronze final, même s'il est déjà observé dans des ensembles du Bronze moyen régional. Son profil ramassé et la qualité des digitations nous permettent de proposer une datation plus précise à la seconde moitié du Bronze final, voire de la transition hallstattienne », environ entre 1000 et 700 avant notre ère (Croutsch et al. 2018). Il est difficile d'être affirmatif sur l'histoire de ce cette céramique. Les tranches très fraîches, la taille des fragments, le poids, l'absence de dispersion et la matrice relativement fine excluent un charriage par la rivière. Les sondages complémentaires ouverts lors du diagnostic n'ont pas mis en évidence de structures contemporaines à proximité. Le pot a donc vraisemblablement été abandonné sur place, après avoir été cassé vers la fin de l'âge du Bronze. Sa fossilisation par des sables et des limons de débordement a permis sa conservation. Sa découverte donne un *terminus ante quem* au déplacement du lit du Rhin vers l'est et à la mise en place de la plaine d'inondation dans le secteur diagnostiqué.

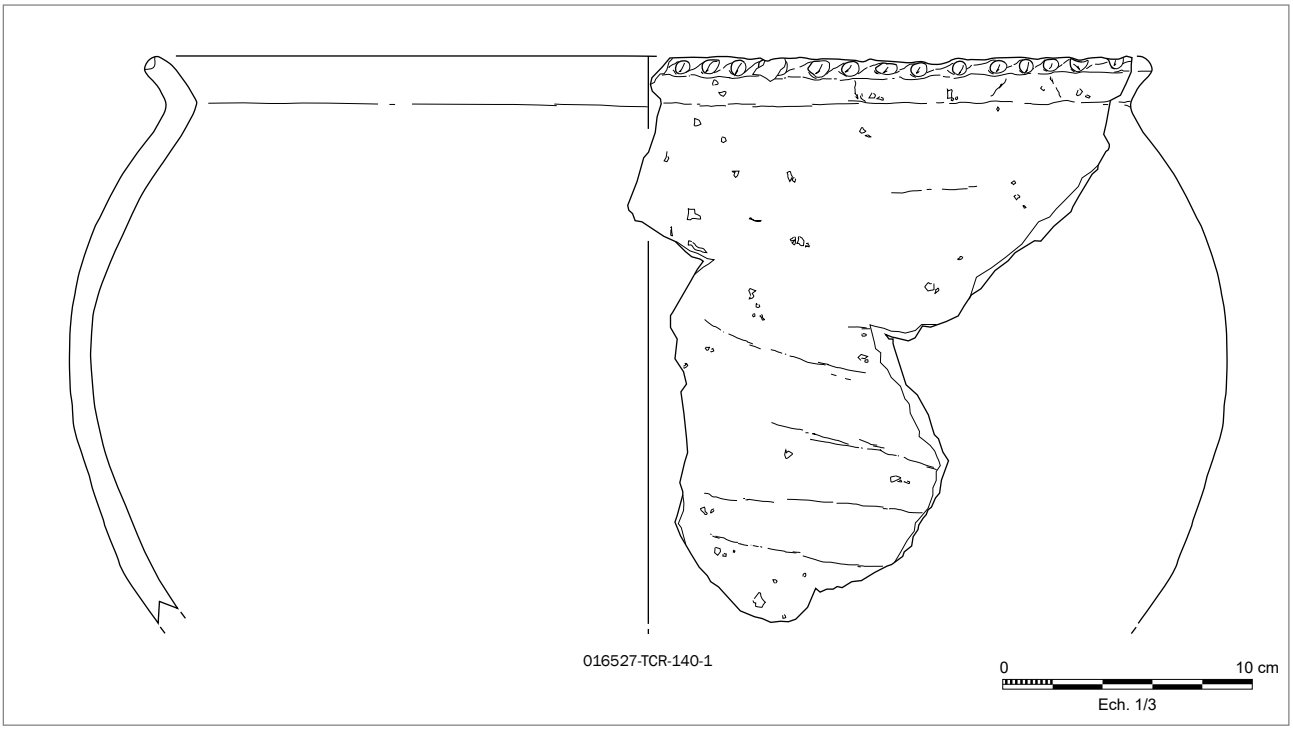


Fig. 201 : Nordhouse « *Ramschlag* », pot du Bronze final (environ entre 1000 et 700 avant notre ère) découvert dans l'unité 3 de la tranchée 140 (dessin Estelle Rault/Archéologie Alsace).

6.4.3 Synthèse sur la terrasse d'Eschau

Les données de l'archéologie préventive, les modèles numériques de terrain établis à partir des données LIDAR et les datations numériques renouvellent considérablement la cartographie et la compréhension de la terrasse d'Eschau. Ainsi, les données LIDAR montrent qu'à hauteur de Nordhouse, la terrasse d'Eschau est plus étendue que sur la carte géologique. Il n'a en revanche pas encore été possible de préciser l'épaisseur des dépôts grossiers.

Alors que l'aspect très estompé des formes alluviales visibles à partir des données LIDAR caractérise la terrasse d'Eschau et la différencie des nappes alluviales qui l'encadrent, certaines photographies aériennes, notamment le vol de 2018, permettent d'approcher la morphologie des paléo-chenaux. Les données restent

toutefois trop ponctuelles pour détailler précisément les trajectoires des styles fluviaux. Les fouilles archéologiques permettent de préciser les paléodynamiques à partir notamment de grandes coupes. Il est toutefois difficile de faire de grandes coupes dans les formations grossières, du fait de leur faible cohésion et des arrivées d'eau. Des forages apparaissent ainsi nécessaires pour voir si les galets fossilisent localement des sédiments fins susceptibles d'être datés. Au final, parler de « terrasse » pour la terrasse d'Eschau constitue peut-être un abus de langage, aucune entaille n'ayant été documentée à ce jour et les différentes nappes alluviales holocènes s'interpénétrant largement. Le terme de nappe semble plus adéquat.

Les datations OSL prouvent quant à elle l'âge subboréal des alluvions grossières. Elles montrent aussi que le remplissage sableux et limoneux des paléo-chenaux présents en surface est postérieur de près d'un millénaire. Les âges OSL sont confirmés par la découverte du vase de Nordhouse qui constitue un *terminus ante-quem* de la fin du Subboréal, autour de 1000 avant notre ère, pour la migration du cours du Rhin vers l'est.

6.5. Le Ried de la Zorn

Au nord de Strasbourg, la plaine alluviale est délimitée à l'ouest par des collines loessiques qui reposent sur des marnes oligocènes (Blanalt et al. 1972) et par un vaste cône alluvial édifié par la Zorn durant le Pléistocène moyen et supérieur (Tricart et al. 1970). À l'est, i.e. côté allemand, elle est délimitée par une terrasse alluviale weichsélienne. Comme autour d'Eschau, elle est structurée en trois grands ensembles. Au centre, s'étale la terrasse de Gambsheim, sur laquelle sont implantés les villages actuels et qui domine d'1 à 2 m le Ried de la Zorn à l'ouest et d'1 à 2 m la plaine ello-rhénane actuelle à l'est.

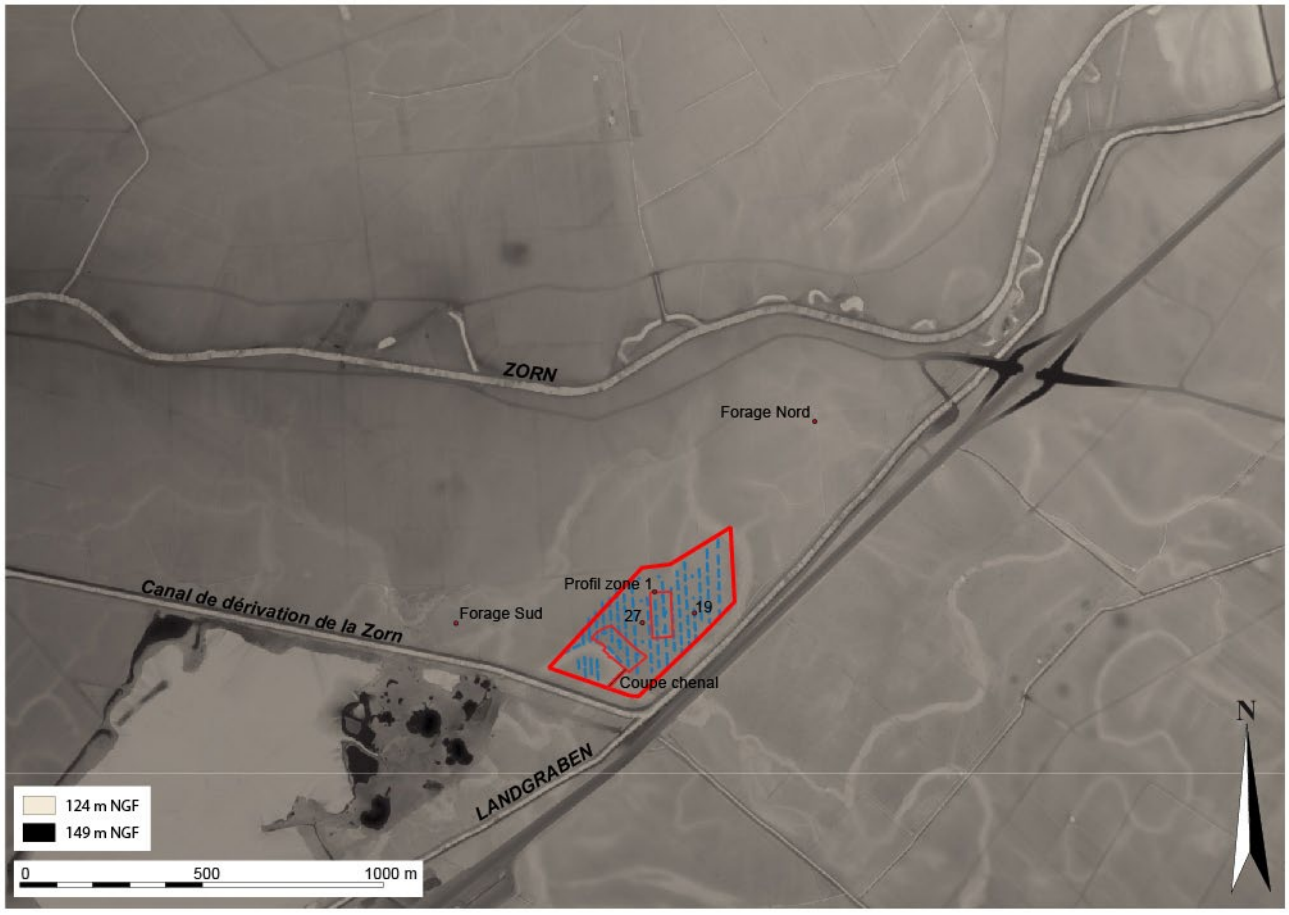


Fig. 202 : Localisation de l'emprise de la fouille (cadre rouge) et des coupes (points numérotés) de Weyersheim « *Rohr* » sur le MNT établi à partir du LIDAR (données : Direction Départementale des Territoires (2010) ; traitement des données : Florian Basoge/Archéologie Alsace).

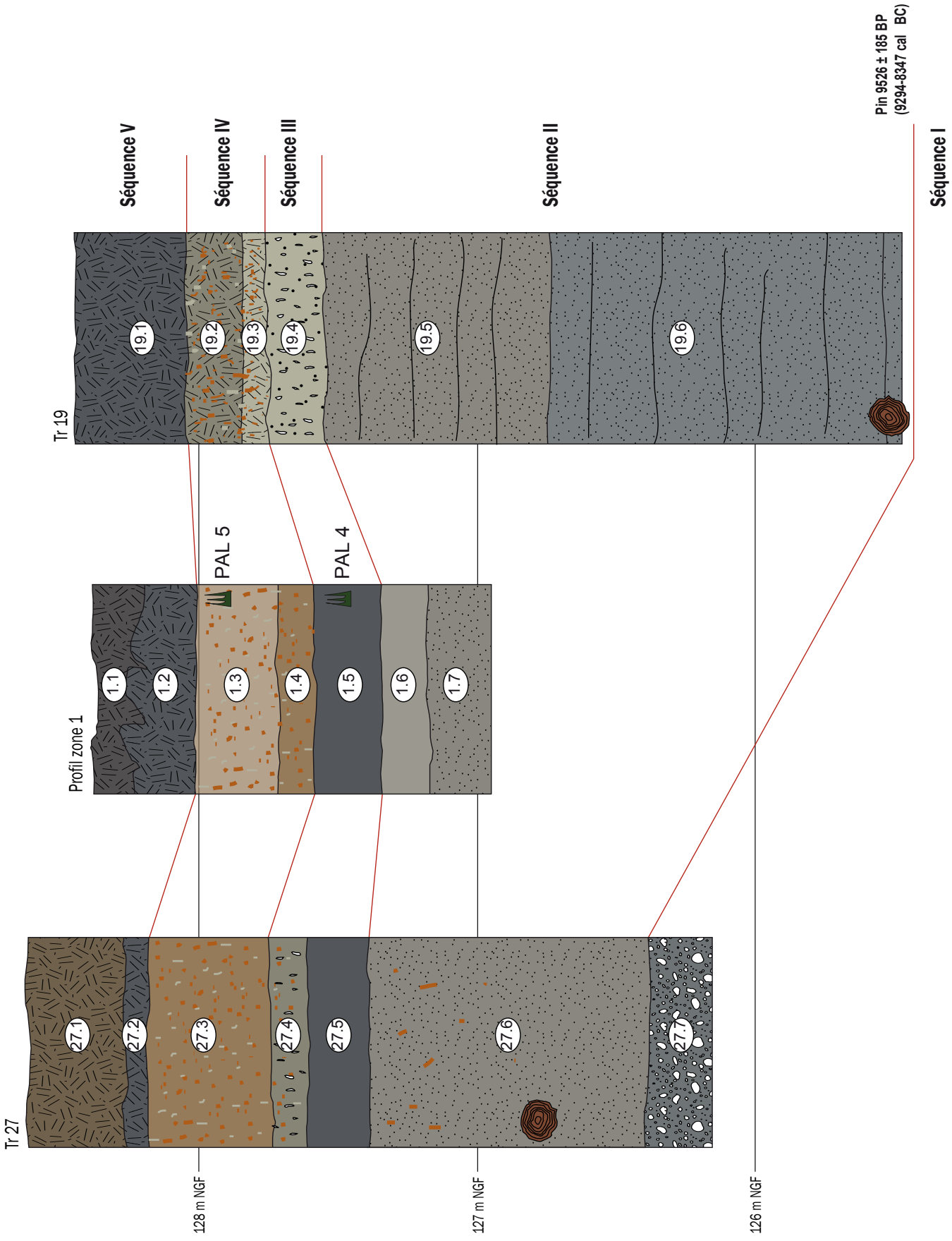
À l'ouest, le Ried de la Zorn a été documenté dans les années 1930 par une succession palynologique non datée dans une séquence tourbeuse de 0 à 1,7 m de profondeur (Hatt, 1937). Le pin serait quasiment seul à la base de la séquence et serait peu à peu concurrencé par le développement du chêne, puis de l'aulne. La carte géologique mentionne en outre la découverte de milliers de cônes de *Pinus silvestris* sur la dernière couche de graviers à l'ouest d'Hoerdt, ainsi que la découverte de restes de *Bos primigenus* (auroch) dans les proches environs (Blanalt et al., 1972). Les alluvions tardiglaciaires et holocènes du secteur ont été subdivisées en bandes parallèles au fleuve sur la base de la topographie, des sols cartographiés en surface et de datations de troncs fossiles récoltés dans les carrières du secteur (Striedter, 1988). Ainsi, les alluvions de la terrasse de Gambsheim ont livré de nombreux troncs fossiles datés du Suborréal (Striedter, 1988). À l'est, la nappe alluviale en contrebas de ces alluvions est peu documentée. L'Ill occupe ici de larges méandres dont le gabarit évoque le Rhin comme à Illkirch et Ostwald. À la Wantzenau, un bateau antique et son chargement ont été découverts dans un paléochenal en relation avec ces méandres (Flotté, Fuchs 2000).

Deux opérations archéologiques ont permis de documenter le Ried de la Zorn (Chosson, Wuscher 2015 ; Rault et al. 2018). Elles ont fait l'objet d'un article dans la revue *Quaternaire* (Wuscher et al. 2020) dont nous reprenons ici quelques extraits mis entre guillemets. Elles « se situent entre le tracé actuel de la Zorn, fortement aménagé au nord de l'emprise et un grand canal de dérivation, le Landgraben, au sud. Actuellement, la Zorn emprunte un lit d'une vingtaine de mètres de large à pleins bords (Schmitt, 2001). Les données LIDAR montrent une succession ouest/est de trains de méandres à l'est de l'emprise sur les nappes alluviales holocènes (Fig. 202). Autour de l'emprise, les tracés des paléochenaux sont beaucoup moins clairs, ce qui est en partie lié à une levée en forme de cône (zone plus grise) autour du tracé actuel de la Zorn qui a probablement effacé les tracés préexistants. Cela tient aussi à la présence d'une gravière au sud et au tracé de l'autoroute à l'est. Le paléochenal présenté ici apparaît toutefois comme la portion d'un édifice plus grand, d'orientation est-ouest qui peut se suivre entre le canal de dérivation de la Zorn et son tracé actuel et qui rejoint le train de méandres à l'est de l'emprise et de l'autoroute. Ce tracé paraît lié à la Zorn (Fig. 202). »

6.5.1 Weyersheim « *Rohr* », plaine

Dans la plaine, « cinq grandes séquences ont été mises en évidence (Fig. 203). En l'absence de coupes continues, notamment du fait des remontées phréatiques, et d'analyses granulométriques, il est difficile d'être affirmatif quant aux milieux de sédimentation dans lesquels ces séquences prennent place. À la base, la séquence I est constituée de graviers fluviatiles rhénans. Son toit est marqué par de fortes ondulations, liées au dépôt de ces matériaux (tresses probables), et à leur remaniement par des chenaux partiellement masqués lors de la mise en place des ensembles postérieurs.

Fig. 203 : Ci-contre, Weyersheim « Rohr », plaine, profils représentatifs de la succession stratigraphique constitutive de la plaine du Ried de la Zorn et position des échantillons palynologiques PAL4 et PAL5. Unités de la tranchée Tr 27 : 27.1/ Argiles limoneuses, brun-beige ; 27.2/ Argiles, gris-bleu, présence de mobilier antique dans l'unité ; 27.3/ Argiles, gris-orange hétérogène, oxydes ferro-manganiques, des structures en creux du premier Âge du Fer s'ouvrent au sommet de l'unité ; 27.4/ Argiles, gris, oxydes ferro-manganiques, quelques granules calcaires (Ø : ~ 2 mm) ; 27.5/ Argiles, gris sombre ; 27.6/ Sables fins légèrement argileux, gris verdâtre, quelques oxydes ferro-manganiques diffus, fragments de bois ; 27.7/ Graviers (Ømoyen : 1-2 cm, Ømaximum : 4 cm). Unités du profil de la zone 1 : 1.1/ Argiles limoneuses, riches en débris organiques ; 1.2/ Argiles, gris noir à bleu sombre ; 1.3/ Argiles, gris moyen, structure massive prismatique bioturbée, oxydes ferro-manganiques ocres friables (Ø : 1-3 mm) concentrés en grappes ; 1.4/ Argiles, gris moyen, structure massive prismatique bioturbée, très nombreux oxydes ferro-manganiques ocres friables (Ø : 1-3 mm) concentrés en grappes ; 1.5/ Argiles, gris très sombre à noir, structure massive bioturbée à polyédrique ; 1.6/ Limons argileux, gris verdâtre, structure massive bioturbée, cavités biologiques (Ø : 1-2 mm, longueur : quelques centimètres) remplis de sédiments issus de l'unité ; terme inférieur sableux avec quelques granules calcaires ; 1.7/ Sables, fins à moyens, calcaires, gris, cavités biologiques (Ø : 1 mm, longueur : quelques centimètres). Unités de la tranchée Tr 19 : 19.1/ Argiles bleu sombre à noires ; 19.2/ Argiles limoneuses, gris, oxydations ferro-manganiques (Ø : quelques millimètres à quelques centimètres) ; 19.3/ Argiles limoneuses, oxydes ferro-manganiques (Ø : quelques centimètres) ; 19.4/ Sables fins limoneux, gris, concrétions calcaires millimétriques (formes racinaires) ; 19.5/ Sables fins à moyens, gris, présence de coquilles de mollusques, traces de racines centimétriques, quelques lamines discontinues de limons argileux ; 19.6/ Sables fins à moyens, gris-bleu, présence d'un bois de pin, arrivées d'eau.


Séquence V
Séquence IV
Séquence III
Séquence II
Séquence I
Pln 9526 ± 185 BP
(9294-8347 cal BC)
Tr 19
19.1
19.2
19.3
19.4
19.5
19.6
PAL 5
PAL 4
Profil zone 1
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
Tr 27
27.1
27.2
27.3
27.4
27.5
27.6
27.7
128 m NGF
127 m NGF
126 m NGF

La séquence II est composée de sables qui ont livré plusieurs restes de bois. L'absence d'intercalations graveleuses au sein de l'ensemble et sa large extension permettent de le distinguer de l'ensemble I et donc d'exclure une simple variation latérale de faciès. Ces sables évoquent des dépôts fluviatiles rhénans. Leur large extension incite à y voir des bancs mobiles dans un large chenal plutôt que des levées. Un âge de cal BP 10332: cal BP 11247 (cal BC 9298: cal BC 8383) a été obtenu sur un des troncs mis au jour (tranchée 19)[1].

Plusieurs unités limono-argileuses composent la séquence III. Certaines sont très organiques. Des carbonatations secondaires millimétriques à centimétriques ont été observées localement au sommet de l'ensemble (unité 4 de la tranchée 27). Elles témoignent d'une exondation de la zone et du développement d'un sol. L'ensemble évoque donc une zone en eau calme, riche en végétaux, avec des secteurs exondés. L'absence d'horizon plus organique et/ou brunifié au sommet de l'unité à carbonatations secondaires montre que l'ensemble a été partiellement tronqué par un balayage par des chenaux de crues liés à la séquence IV.

La séquence IV est constituée d'argiles limoneuses évoluant latéralement en sables argileux. Ces dépôts présentent une teinte brune et sont marqués par de nombreux oxydes ferro-manganiques. Ils ne sont pas carbonatés. Sa géométrie et les types de faciès évoquent des apports latéraux de la Zorn. La mise en place de la séquence est suivie par une longue phase d'exondation, dont témoigne l'oxydation marquée des dépôts. Elle a livré un poignard en silex du Grand-Pressigny attribué au Néolithique final (environ entre 3400 et 2300 avant notre ère) et une meule en gneiss. Son recoupement par des structures d'un établissement agricole et d'unités d'habitation du premier Âge du Fer, autour du VIIe siècle avant notre ère, donne un *terminus ante-quem* à sa mise en place.

La séquence V est constituée d'argiles liées à de la décantation après des épisodes de crues. La coloration bleue des unités à la base de la séquence indique un engorgement en eau qui a perduré jusqu'à nos jours. Elle a livré quelques tessons de céramiques antiques. »

6.5.2 Weyersheim « *Rohr* » chenal

« Le paléochenal se développe dans les séquences I à III de la plaine (Fig. 203). Son remblaiement est constitué des unités suivantes, de haut en bas (Fig. 204) :

• Unité 3.1 : Argiles, brun, structure prismatique, enduits rouge vif sur les faces des prismes
• Unité 3.2 : Argiles, bleu gris sombre à noir ;
• Unité 3.3 : Limons tourbeux, bruns, structure massive à grumeleuse (bois d'érable daté de 2050 ± 30 BP, soit 70 ± 45 ans avant notre ère) ;
• Unité 3.4 : Sables fins à moyens, blanc rose ;
• Unité 3.5 : Limons argileux, gris bleu sombre, structure massive à prismatique, faces luisantes ;
• Unité 3.6 : Limons argileux organiques, gris sombre, fragments végétaux, lamines sableuses de quelques centimètres d'épaisseur (figures de charge) ;
• Unité 3.7 : Banc de sable blanc, lits organiques et fragments végétaux (branche d'aulne datée de 2440 ± 30 BP, soit 580 ± 129 ans avant notre ère) ;
• Unité 3.8 : Graviers (Ø moyen : 1-2 cm, Ø maximum : 5 cm), matrice sableuse et fragments végétaux, présence de fragments de céramique non tournée de la fin du Néolithique (environ 3000-2700 ans avant notre ère) ;
• Unité 3.9 : Sables moyens à fins, gris, fragments végétaux, lits discrets subhorizontaux, (fragment d'aulne daté de 4985 ± 35 BP, soit 3792 ± 35 ans avant notre ère) ;
• Unité 3.10 : Limons sablo-argileux, beige-gris, structure massive à prismatique, concrétions carbonatées millimétriques ;
• Unité 3.11 : Limons argilo-sableux, moitié inférieure plus sableuse, gris, structure massive à prismatique, oxydes ferro-manganiques ocres sous la forme de filaments ;
• Unité 3.12 : Graviers.

[1] Datation financée par le programme international « Improving Late Glacial European tree-ring chronologies for accurate climate archive dating – Consolidation and extension of the Swiss-German pine chronology back to 14 000 BP » (Laboratoire ETH Zurich, Universités de Fribourg, Mannheim et Heidelberg, Swiss Federal Research Institute et German Research Centre for GeoSciences).

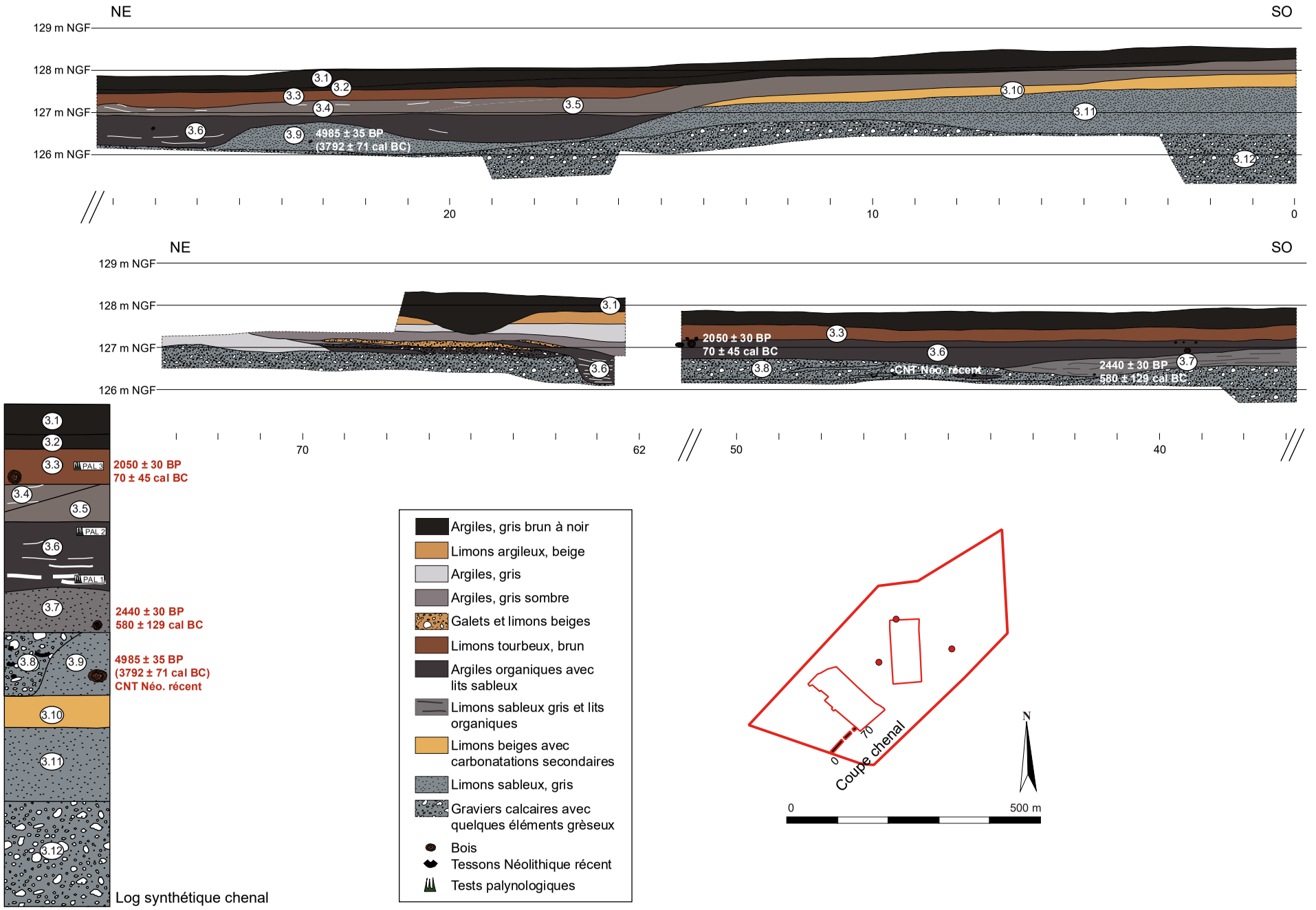


Fig. 204 : Weyersheim « Rohr », chenal, coupe du paléochenal et profil synthétique du remblaiement. La distance entre les sondages du chenal a été réduite.

Code laboratoire	Site	Code terrain	Matériel	Date BP	Ecart-type	cal. BP (95,4%)	cal. BC (95,4%)
ETH-64647.1.1	Weyersheim	6289-Tr 19	pin (*Pinus*)	9526	185	cal BP 10332: cal BP 11247	cal BC 9298: cal BC 8383
Poz-78697	Weyersheim	6465-GBS-3000-2	aulne (*Alnus* sp.)	4985	35	cal BP 5602: cal BP 5754	cal BC 3805: cal BC 3653
Poz-78698	Weyersheim	6465-GBS-3000-6	erable (*Acer* sp.)	2050	30	cal BP 1925: cal BP 2105	cal BC 156: cal AD 25
Poz-78794	Weyersheim	6465-GBS-3000-8	aulne (*Alnus* sp.)	2440	30	cal BP 2357: cal BP 2700	cal BC 751: cal BC 408

Tab. 56 : Weyersheim « *Rohr* », datations radiocarbones obtenues

Un banc de sable, principalement des grains de quartz, avec des fragments végétaux, est le plus ancien dépôt mis en évidence dans le paléochenal, en contrebas de sa berge convexe (unité 3.9, Fig. 204). La datation au radiocarbone d'un fragment d'aulne a livré un âge de 4985 ± 35 BP, soit 3792 ± 35 cal BCE (Tab. 56). Dans la partie centrale du paléo-méandre, transitent des graviers jointifs pris dans une matrice sableuse organique (unité 3.8) qui ont livré des tessons de céramique attribués à la fin du Néolithique (environ entre 3000 et 2600 ans avant notre ère). Le toit de ces graviers se situe autour de 126,25 m NGF. Le cortège pétrographique est plutôt d'origine rhénane et un seul gravier issu des grès secondaires (Buntsandstein) a été mis en évidence. Cette charge grossière indique qu'il s'agit du paléochenal actif de la Zorn.

Ces graviers (unité 3.8) sont recouverts par une unité sableuse avec des lentilles riches en fragments végétaux (unité 3.7). La datation au radiocarbone d'une branche d'aulne présente dans l'unité a livré un âge de 2440 ± 30 BP, soit 580 ± 129 cal BCE, ce qui témoigne d'un hiatus de plus de 2000 ans avec les graviers sous-jacents. L'unité 3.6 présente les mêmes alternances de lentilles de sables et de lentilles de matériel organique que l'unité 3.7, seul le rapport de proportion change, les lentilles de matériel organique étant nettement plus représentées. Ces dépôts évoquent un changement de position du cours actif de la Zorn et le paléochenal est désormais moribond.

Les unités 3.5 et 3.4 sont en revanche peu organiques. Les deux unités sont synchrones, l'unité 3.4 située dans l'axe du chenal étant plus sableuse avec des figures de charge, tandis que l'unité 3.5 est limono-argileuse. Elles sont liées à au moins une crue de la Zorn dont la cote maximum a été d'au moins 128,5 m NGF, avec une circulation préférentielle dans le paléochenal. »

L'unité 3.3, des dépôts tourbeux, témoigne d'un arrêt de la sédimentation détritique dans le chenal. « Les bois d'érable découverts à la base de la couche et datés de 2050 ± 30 BP, soit 70 ± 45 ans avant notre ère, donnent un terminus post-quem à l'abandon du chenal. Les unités 3.2 et 3.1 marquent une reprise de la sédimentation de type plaine d'inondation/zone palustre qui semble synchrone de la séquence V de la plaine, probablement en relation avec un chenal proche de sa position actuelle. »

6.5.3 Weyersheim « *Rohr* » : synthèse

« Il est difficile de proposer un âge aux graviers de la séquence I. D'après l'extension des loess et du cône de la Zorn, l'ensemble a été balayé par le Rhin jusqu'à la fin du Weichselien. Durant l'Holocène ancien (9700-6200 ans avant notre ère), la plaine rhénane était bien plus large que l'actuelle et le secteur présenté ici était occupé par les sables de la séquence II, qui pourraient témoigner d'un changement de style fluviale et qui ont livré des fragments de pin datés de 9294-8347 ans avant notre ère. Ces sables laissent place à des dépôts limoneux, la séquence III, plus ou moins organiques qui n'ont malheureusement pas livré de pollens. La présence de concrétions carbonatées au sommet de cet ensemble traduit une exondation de la zone et probablement le développement d'un sol. Le remblaiement du paléochenal est postérieur à ces trois séquences.

Le probable paléochenal de la Zorn transporte des sables et des graviers durant le IVe millénaire avant notre ère (datation ^{14}C dans les sables de l'unité 3.9 et présence de fragments de céramique dans les graviers de l'unité 3.8, fig. 7). Il est probable qu'il s'agisse du chenal actif de la Zorn, la médiane des sédiments de la

charge de fond dans la rivière actuelle se situant entre 16 et 23 mm (Schmitt 2001). Ces dépôts pourraient être l'équivalent de la séquence IV de la plaine, des argiles limoneuses localement sablo-argileuses, notamment à proximité du chenal. La mise au jour d'une lame en silex et d'un fragment de meule dans cet ensemble semble étayer l'hypothèse de la contemporanéité de ces dépôts. Dans la plaine, le spectre pollinique de l'échantillon PAL5 semble indiquer la présence d'une prairie humide occupée par quelques boisements d'aulnes. Le chêne est présent dans les secteurs les mieux drainés et l'homme occupe l'ensemble de ces milieux.

La mise en place de la séquence II permet une exondation de la plaine. Plusieurs unités d'habitation sont installées dans la plaine au VIIe siècle avant notre ère. Les macro-restes végétaux témoignent d'un milieu drainé et indiquent des activités agricoles tournées vers la céréaliculture. La présence d'unités de limons argileux dans certaines structures en creux, fosses d'extraction de sédiments et des points d'accès à l'eau, semble quant à elle témoigner d'épisodes de crues, au moins deux, contemporains de ces occupations. Dans le chenal en revanche, les sables lités avec des lentilles riches en fragments végétaux témoignent d'un ralentissement important du courant probablement lié à un déplacement du chenal actif de la Zorn. Ils ont livré un bois d'aulne daté du début du Subatlantique. Ces sables lités sont fossilisés par une unité de plus en plus riche en lentilles organiques qui deviennent largement majoritaires au sommet, ce qui témoigne de la déconnexion progressive du paléochenal avec le chenal actif. Le spectre pollinique à la base de cette unité témoigne de la présence locale d'une aulnaie dense, tandis que ceux au sommet de l'unité paraissent liés à un environnement plus ouvert dans lequel une prairie humide occupe un plus large espace. Cette unité est scellée par des dépôts limono-argileux non organiques, avant que le chenal n'évolue en tourbière. Un des bois mis au jour dans cette tourbe a livré un âge radiocarbone autour du changement d'ère.

Postérieurement au changement d'ère, des argiles grises à bleues remblaient le paléochenal et l'ensemble de la portion de plaine fouillée. Elles témoignent d'inondations responsables des sols hydromorphes qui caractérisent encore aujourd'hui cette portion de la plaine du Rhin.

Les travaux présentés ici renforcent le modèle élaboré autour de nappes d'alluvions grossières qui surplombent légèrement et séparent les alluvions de l'Holocène ancien de celles de l'Holocène récent (Striedter 1988) ». Le Rhin va migrer vers l'est au cours de l'Holocène, ce qui va permettre à la Zorn d'étaler son cône. Cette trajectoire est tout à fait comparable à celle mise en évidence à Eschau.

6.6. Synthèse sur le Rhin

Depuis les articles fondateurs de Geissert et al. (1976) sur les alluvions profondes et de Hirth (1971) sur l'évolution holocène du Ried Centre Alsace, beaucoup de littérature grise a été consacrée aux alluvions rhénanes (e. g. Elsass et al. 2006), mais aucun travail de synthèse n'a été dédié aux cent trente derniers millénaires. La plaine d'Alsace est occupée par trois grands ensembles alluviaux weichseliens qui ont été délimités dans leurs grandes lignes par les cartes géologiques. Les données topographiques actuelles, LIDAR notamment, les opérations d'archéologie préventive et des datations numériques, permettent d'en préciser les limites et d'en restituer les trajectoires. Au sud, les alluvions weichseliennes occupaient toute la largeur de la plaine, avant de former un vaste cône, plus de 340 km^2, dont la partie orientale a été profondément incisée par le Rhin et dont la limite occidentale est masquée par des alluvions vosgiennes au début du Tardiglaciaire, il y a environ 16-14 ka. Elles se sont mises en place durant plusieurs phases de la dernière période glaciaire. Entre Sélestat et Strasbourg, sur la rive gauche du fleuve, des alluvions weichseliennes forment la terrasse d'Erstein. Sa limite orientale est nette, marquée par un talus. À l'ouest, elle s'étend jusqu'au au pied des collines sous-vosgiennes et les limites figurées par les cartes géologiques (Blanalt et al. 1970 ; Maire et al. 1971 ; Von Eller et al. 1975 ; Boudot et al. 1986) correspondent à l'extension des loess qui la coiffent. Elle a une extension totale de plus de 150 km^2 et s'est formée il y a environ 30 ka. À l'est de la terrasse d'Erstein, de Sélestat au seuil de Karlsruhe, le troisième ensemble alluvial est constitué de nappes superposées du Pliocène à l'Holocène. Durant l'Holocène, cette vaste portion de la plaine est occupée par au moins trois nappes alluviales emboîtées, la plus visible étant celle de l'Holocène moyen qui sépare les cours actuels de l'Ill et du Rhin et dont l'extension a été précisée grâce aux données LIDAR et aux profils ouverts dans le cadre de l'archéologie préventive.

Les formations alluviales rhénanes sont majoritairement composées de galets, y compris durant l'Holocène. Durant l'Holocène, mais aussi durant le Pléniglaciaire moyen, des sédiments fins se mettent toutefois en place

dans les paléochenaux, dans la plaine d'inondation et sur les berges. Pour l'Holocène, des hiatus et des écarts de plus d'un millénaire ont été mis en lumière entre la formation des plaines d'inondation et les remblaiements des paléochenaux qui les parcourent. Seules les alluvions tardiglaciaires et holocènes ont livré des sols. Hormis les sols noirs hydromorphes développés dans le Ried Centre Alsace, ils sont peu évolués, caractérisés par une décarbonatation et la formation de petites poupées calcaires, ce qui est lié à la mobilité latérale du Rhin qui les a érodés, mais probablement aussi au caractère très calcaire des matériaux parentaux. Le sol fersiallitique, développé localement à partir d'un chernozem, constitue une particularité du Cône de la *Hardt*. À l'est et au nord du cône, ils auraient été largement tronqués par les divagations du Rhin. Ils auraient aussi été érodés localement du fait de la croissance des diapirs (Franc de Ferrière 1937 ; Marocke 1964 ; Party et al. 2011). Ces troncatures n'ont pas pu être observés dans le cadre de la thèse. La faible épaisseur des alluvions fines et des sols explique la difficulté à différencier les nappes alluviales eemiennes, weichseliennes et holocènes. La multiplication de forages devrait permettre d'éclaircir cette zone d'ombres, notamment en mettant au jour et en datant les intercalations organiques pléistocènes et holocènes présentes localement dans les nappes de galets.

Après le Rhin, dont les dépôts occupent la majeure partie de la plaine d'Alsace, l'exposé de la thèse va se poursuivre avec les dynamiques de ses affluents, en commençant par l'Ill (chapitre 7) suivi par la Thur, la Bruche et la Zorn (chapitre 8).

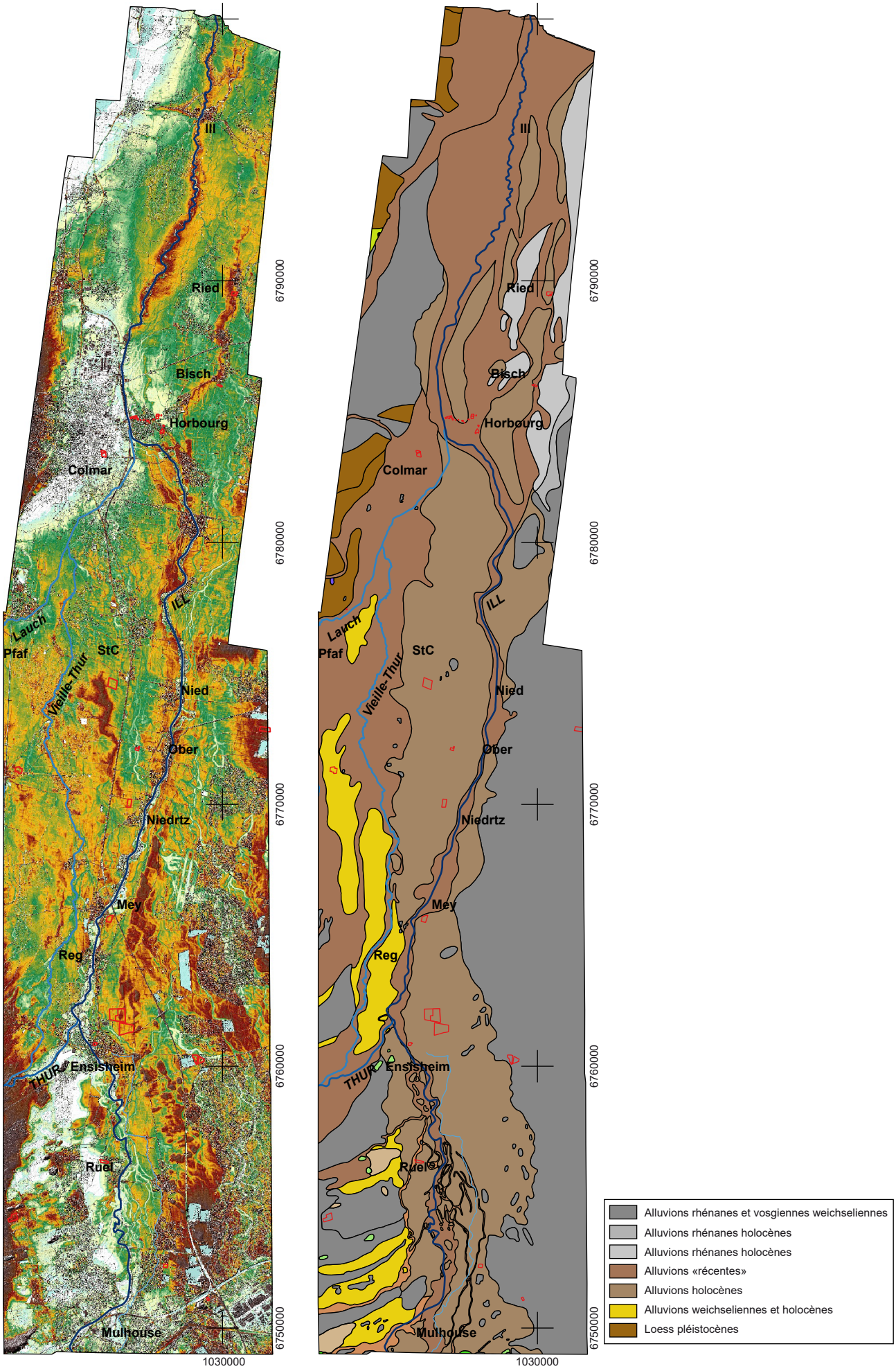
Chap. 7 : La plaine de l'Ill de Mulhouse à Colmar

7.1. Géomorphologie

L'Ill prend sa source au nord du Jura et reçoit les eaux de toutes les vallées vosgiennes de la Doller à la Bruche. Séparée du Rhin par le cône de la *Hardt* dans la moitié sud de l'Alsace, elle a une histoire relativement récente (Humbert, Maire 1984 ; Vogt 1992 ; Schmitt 2001). D'après les datations exposées au chapitre précédent, elle est tardiglaciaire et holocène de Mulhouse à Colmar et Subatlantique à partir de Colmar. En effet, la forte incision tardiglaciaire du Rhin a délimité deux hydrosystèmes indépendants depuis environ 16 ka de Mulhouse à Colmar. Dans ce secteur, l'Ill ne reçoit pas d'apport de sa rive droite et son comportement hydrographique est déterminé principalement par ses affluents vosgiens. Son régime est pluvial océanique, avec des hautes eaux en hiver. Il est alimenté par des précipitations caractérisées par de forts contrastes, en termes de volume, de 1500 à 2300 mm sur les Vosges et de 500 à 750 mm dans la plaine, mais aussi en termes de variation saisonnières, avec des maximas en saison froide sur les crêtes et en été dans la plaine, principalement lors d'épisodes orageux. Les principales crues du XXe siècle ont ainsi eu lieu en décembre 1919, décembre 1947, janvier 1955, février 1958, janvier 1968, février 1978 et mai 1983 (Humbert, Maire 1984).

Le relief de la plaine de l'Ill est relativement complexe entre Mulhouse et Colmar. Il justifie un exposé détaillé sur lequel va se baser le présent chapitre. Dans le secteur investi, la pente générale de la plaine se situe autour de 2 ‰, 5 à 10 fois inférieure à celle de ses affluents vosgiens, mais deux fois plus importante que celle du Rhin dans le même tronçon du graben. Jusqu'à Ensisheim, sa plaine est large d'environ 5 km. Elle emprunte un lit principal et un lit secondaire, le *Quatelbach*. Son lit principal effectue plusieurs larges méandres de 200 à 300 m de diamètre. Son bras secondaire est marqué par plusieurs bifurcations à angle droit qui témoignent d'aménagements anthropiques, comme, par exemple, à hauteur du moulin d'Adolsheim ou à Ensisheim où il alimente le fossé d'enceinte de la ville. Entre ces deux bras, de Sausheim à Ruelisheim, plusieurs grands paléo-méandres dessinent des anastomoses. A Ensisheim, l'Ill reçoit la Thur. Cette confluence est complexe avec un défluent, la Vieille-Thur qui va s'écouler parallèlement à l'Ill jusqu'à Colmar sur près de 30 km. Deux grands ensembles vont dès lors structurer la plaine de l'Ill. A hauteur de Meyenheim, 4 km au nord d'Ensisheim, ils ont des altitudes comparables. Mais entre Meyenheim et Niederentzen, la plaine de l'Ill se situe à 207 m NGF, son lit à 206 m, alors que la Vieille-Thur et la Lauch s'écoulent à 205 m NGF. A Niederentzen, l'Ill se trouve à 204 m NGF et surplombe la Lauch (202 m NGF) et la Vieille-Thur (203 m NGF). A Niederhergheim, quatre kilomètres plus au nord, cette différence de plus de 2 m se maintient. Entre Niederhergheim et Horbourg, 8 km au nord, Vieille-Thur et Lauch confluent et la pente amont-aval de l'Ill s'accentue légèrement. Ill et Vieille-Thur ont ainsi une altitude similaire à hauteur d'Horbourg où elles se rejoignent.

Cet agencement géomorphologique avec la plaine de la Vielle-Thur et de la Lauch en contrebas de la plaine de l'Ill est compliqué par la présence de plusieurs bombements (Fig. 205). Les premiers se situent dans la plaine de la Vieille-Thur, à partir de Reguisheim. Le plus important se développe à hauteur de Niederentzen et s'étale vers la Vieille-Thur. De 4,6 km de long, il a une forme de cône allongé qui s'évase vers l'aval et atteint 1 km de large. Un secteur plus élevé se dessine également autour de l'Ill, à partir de Reguisheim. Il devient parti-


Ill
Ried
Bisch
Horbourg
Colmar
ILL
Lauch
Pfaf
StC
Vieille-Thur
Nied
Ober
Niedrtz
Mey
Reg
THUR
Ensisheim
Ruel
Mulhouse
6790000
6780000
6770000
6760000
6750000
1030000
Alluvions rhénanes et vosgiennes weichseliennes
Alluvions rhénanes holocènes
Alluvions rhénanes holocènes
Alluvions «récentes»
Alluvions holocènes
Alluvions weichseliennes et holocènes
Loess pléistocènes

culièrement marqué entre Niederhergheim et Horbourg. En aval d'Horbourg, il se subdivise et une branche se développe vers le nord. Large d'environ 500 m, cette dernière passe à Bischwihr, à Riedwihr, se suit sur près de 10 km et se perd au sud d'Illhausern. A hauteur d'Horbourg, la topographie n'est pas facile à approcher, du fait de la densité du tissu urbain. L'agglomération semble se trouver sur un bombement peu développé, dominant une vaste zone déprimée en contrebas du cône de la Fecht, sur lequel est bâti Colmar. Trois kilomètres plus au nord, des bombements marqués se développent de part et d'autre de l'Ill. Ces structures masquent en partie les paléo-chenaux.

La plaine de l'Ill est également caractérisée par plusieurs paléo-chenaux. Entre Ruelisheim et Ensisheim, à hauteur du pré Saint-Jean, deux d'entre eux s'écartent du cours actuel du Quatelbach. Le premier part vers l'est, parcourt la nappe alluviale du Weichselien supérieur, reçoit plusieurs chenaux issus du cône de la Hardt et se perd derrière la levée de l'Ill à hauteur de Niederentzen, une quinzaine de kilomètres plus au nord. Le second se situe à hauteur du coude que l'Ill fait vers l'ouest, vers le fossé d'enceinte d'Ensisheim. Il part vers le nord, traverse le *Reguisheimerfeld* et rejoint l'Ill au sud de Reguisheim. Entre le bombement de Niederentzen et la levée au bord de l'Ill, un diffluent ellan part de Niederentzen en rive gauche, suit une orientation sud-nord jusqu'à Sainte-Croix où il prend une direction nord-nord-est pour rejoindre le thalweg de la Vieille-Thur et de la Lauch. Sur son tracé, il emprunte un à deux chenaux. Entre Niederhergheim et Sainte-Croix-en-Plaine, une série de paléochenaux partent de la rive droite de l'Ill et longent le cône de la *Hardt* vers le nord. Ils se perdent à hauteur de Bischwihr au niveau du bombement évoqué précédemment. Enfin, une série de paléochenaux se développent depuis la rive droite de l'Ill au nord d'Horbourg.

Alors que la majorité des cours d'eau vosgiens voient une partie de leurs flots s'infiltrer dans le sous-sol lors de leur arrivée dans la plaine, au niveau de leurs cônes de piémont, ce caractère est exacerbé dans la vallée de l'Ill du fait de la forte pente et de la topographie contrastée qui vient d'être décrite. Ainsi, « à la suite d'étiages prononcés, il peut arriver que l'Ill se perde totalement dans ses alluvions, aux environs d'Oberhergheim notamment, pour ressurgir plus en aval (…) [et] d'importantes zones d'échange ont été localisées entre Ensisheim et Colmar, le bilan étant largement positif pour la nappe ; on a estimé que l'Ill perdait sur ce tronçon en moyenne le quart de son débit, soit environ 100 millions de m^3 par an » (Humbert, Maire 1984). Au nord de Colmar, la situation s'inverse et le bilan devient « globalement positif » pour les cours d'eau (indépendamment des champs d'inondation) qui drainent la nappe, du fait de la faible profondeur de celle-ci » (Humbert, Maire 1984).

La feuille de la carte géologique qui couvre la vallée de l'Ill de Mulhouse à Ensisheim a peu détaillé le Quaternaire (Théobald, Hudeley 1976). Ainsi, la majeure partie de la plaine de l'Ill est notée FyL, « faible couverture de limons loessiques sur la basse terrasse ». Seul un étroit faisceau autour du cours d'eau et les paléochenaux sont notés Fz, « alluvions holocènes ». Trois nappes alluviales ont été cartographiées lors de l'élaboration de la feuille de Neuf-Brisach dont l'emprise s'étend d'Ensisheim à Colmar (Théobald et al. 1977). A l'ouest, contre la terrasse pléistocène, la zone déprimée empruntée par la Vielle-Thur et la Lauch est notée FzV/FyV, « alluvions actuelles et subactuelles d'origine vosgiennes sur alluvions du Würm d'origine vosgienne » (Théobald et al. 1977). Autour de l'Ill, la majeure partie de la plaine est notée Fz3I « Limons sableux subactuels de l'Ill et des rivières vosgiennes ». Les bombements présents dans la plaine de la Vieille-Thur sont également notés Fz3I. Autour de l'Ill, un mince faisceau est noté Fz4I « limons sableux actuels de l'Ill ». La nature précise et la genèse de ces grands ensembles ne sont pas détaillées mais le contrôle exercé par la néotectonique et les diapirs dans leur agencement est évoqué, avec un enfoncement du secteur au pied des Vosges et un soulèvement relatif au niveau du dôme d'Hettenschlag (Théobald et alii, 1977). La limite sud de la feuille Colmar se situe entre Sainte-Croix-en-Plaine et Horbourg, au niveau de la zone de confluence de la Lauch, de la Vieille-Thur et de

Fig. 205 : À gauche, MNT LIDAR corrigé de la pente amont-aval (données : CD 68, traitement : Florian Basoges/Archéologie Alsace). Les bombements et les paléochenaux décrits dans le texte apparaissent respectivement en rouge et en clair. À droite, entités morphosédimentaires simplifiées d'après la carte géologique harmonisée (Skrzypek et al. 2008). Les sites étudiés sont représentés par des polygones rouges. Ruel : Ruelisheim ; Reg : Reguisheim ; Mey : Meyenheim ; Niedrtz : Niederentzen ; Ober : Oberhergheim ; Nied : Niederhergheim ; StC : Sainte-Croix-en-Plaine ; Bisch : Bischwihr ; Ried : Riedwihr ; Ill : Illhausern.

l'Ill. Ici, sur la base de la cartographie des sols (Marocke 1964 ; Hirth 1971), certains des points hauts sont interprétés comme des levées alluviales de l'Ill et sont considérés plus récents que les nappes alluviales rhénanes sur lesquelles ils prendraient place (Blanalt et al. 1972). Si la démarche à l'origine de cette carte apparaît plutôt convaincante, les profils des dépôts holocènes et weichseliens ne sont pas présentés et les différents aplats de couleurs sont très pâles et peu lisibles. Au final, les cartes géologiques de Neuf-Brisach et de Colmar ont une interprétation différente des bombements observés dans la plaine de la Vieille-Thur, dans la plaine de l'Ill et au nord de Colmar, lambeaux de terrasses disséqués par l'érosion pour l'une (Théobald et al. 1977) ou levées alluviales pour l'autre (Blanalt et al. 1972). La carte géologique harmonisée n'a pas simplifié les données du problème. Ainsi, la plaine de la Vieille-Thur, les bombements topographiques, la plaine de l'Ill et le sillon au bord de l'Ill sont respectivement notés « alluvions récentes des rivières vosgiennes » (FzV), « alluvions vosgiennes de fond de vallée (Weichselien à Holocène, Fy-zV) », « alluvions prédominantes de l'Ill – limons de débordements (Holocène ancien supposé à récent, Fy-zl) » et « limons de débordement récents de l'Ill (FzI) ». A hauteur d'Horbourg, l'emprise de ces derniers s'élargit considérablement et les levées sont considérées comme des lambeaux de terrasses disséqués par l'érosion (Skrzypek et al. 2008).

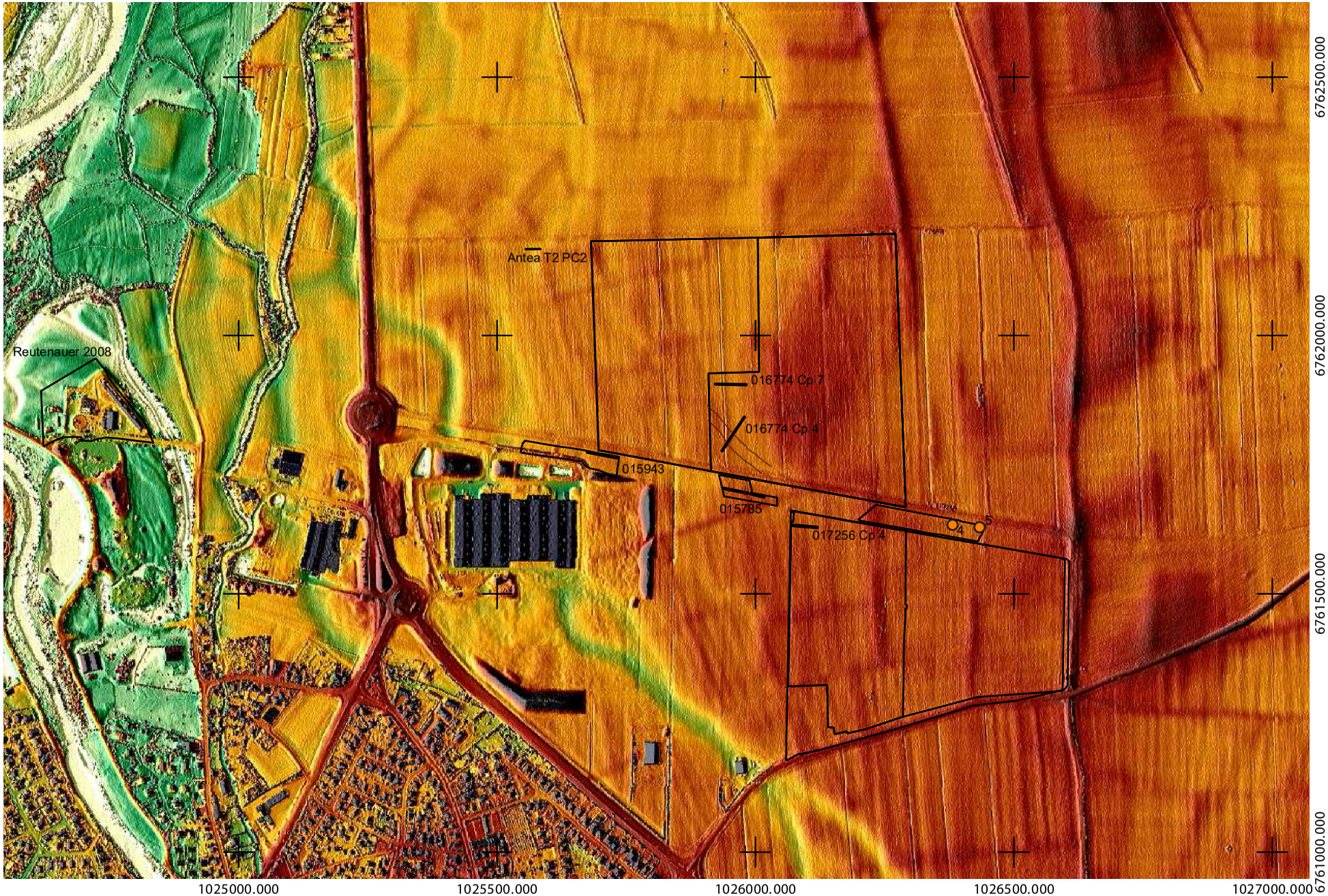
Au final, si les cartes géologiques se sont basées sur les formes du relief, même les plus discrètes, les interprétations fonctionnelles qui en sont faites sont contradictoires. Surtout, les faciès des sédiments constitutifs des différents ensembles géomorphologiques demandent à être définis et il manque un cadre chronologique basé sur des datations numériques. De fait, les études géomorphologiques et sédimentaires consacrées à la plaine de l'Ill entre Mulhouse et Colmar sont peu nombreuses. Ainsi, les quelques forages déjà publiés sont rares et systématiquement localisés sur la bordure de la plaine, immédiatement au pied des Vosges (Dubois 1938). Quant aux données de la banque du sous-sol du BRGM, elles permettent difficilement d'apprécier l'épaisseur du Quaternaire et n'ont pas distingué le Pléistocène supérieur (www.infoterre.fr). Les diapirs autour d'Hettenschlag ont quant à eux été appréhendés par des profils sismiques (Lutz, Cleintuar 1999), des campagnes de cartographies aéromagnétiques et magnétiques (Bouiflane 2008), ainsi que par des forages (Hagedorn 2004). Ils n'ont été reconnus en surface, à moins de 100 m de profondeur, par aucune de ces approches, alors qu'une étude comparée de différentes campagnes de nivellement avait conclu à une remontée des rides salifères orientées NO-SE d'1 mm/an (Liaghat et al. 1998). Enfin, deux datations de tourbes et de bois tardiglaciaires ont été publiées à Horbourg (Ertlen, Schneider 2018), mais les profils sont trop ponctuels pour reconstituer les trajectoires géomorphologiques et ainsi proposer une chronologie synthétique des dépôts.

Pour tracer les grandes lignes d'un schéma d'évolution générale de la plaine de l'Ill de Mulhouse à Colmar depuis 14 ka, le présent chapitre se propose d'examiner quatre coupes ouvertes et dessinées dans le cadre de trois fouilles préventives menées récemment à Ensisheim dont les études archéologiques sont encore en cours (7.2), une coupe et des profils documentés dans le cadre d'une fouille programmée et de diagnostics archéologiques à Horbourg-Wihr (7.3) et des observations plus ponctuelles menées lors d'une fouille et de diagnostics archéologiques répartis dans l'ensemble de la zone (7.4).

7.2. Ensisheim *« Reguisheimerfeld »*

Une série d'opérations archéologiques, diagnostics et fouilles préventives, a été menée ces dernières années dans la plaine de l'Ill, au nord d'Ensisheim, peu ou prou à hauteur de sa confluence actuelle avec la Thur. La plaine est large ici de 3,5 km et son l'altitude se situe autour de 217 m NGF. Sur la carte géologique, elle est notée FyL, « faible couverture de limons sableux sur la basse terrasse » (Théobald, Hudeley 1976). Elle est parcourue par un lacis de paléo-chenaux révélé par les données Lidar (Fig. 205 et Fig. 206). Le lit actuel de l'Ill s'étend à l'ouest de cette plaine. Il est rectiligne et incise d'1 à 2 m son lit majeur, large de 200 à 300 m, qui recoupe lui-même FyL dont la bordure est marquée par les traces de larges méandres. Le sommet du lit majeur se situe autour de 215 m NGF et son sous-sol est composé de bancs sablo-graveleux qui ont livré des

Fig. 206 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », localisation des emprises et des coupes sur MNT Lidar corrigé de sa pente (traitement du MNT : Florian Basoge/Archéologie Alsace).


Antea T2 PC2
Reutenauer 2008
016774 Cp 7
016774 Cp 4
015943
015785
017256 Cp 4
4
5
6762500.000
6762000.000
6761500.000
6761000.000
1025000.000
1025500.000
1026000.000
1026500.000
1027000.000

fragments de terre cuite modernes (Reutenauer et al. 2008). La charge de fond du lit actuel est sablo-graveleuse et dessine des bancs dont certains sont végétalisés.

Quatre coupes creusées lors de 4 fouilles préventives ont été retenues pour être discutées ici (Fig. 206). Deux d'entre elles, 015943 et 015785, se situent dans la continuité des deux profils ouverts dans les alluvions rhénanes présentées dans le chapitre précédent et permettent d'avoir un profil est-ouest. Deux autres, 016774 Cp 4 et 017774 Cp 7, visent à exposer la variabilité spatiale. Nous avons tenté d'intégrer les données collectées plus près de l'Ill par la société Antea, notamment le niveau organique situé à 211 m NGF qui a livré des âges de 11530 ± 60 BP et de 9860 ± 60 BP, même si la nature du matériel daté n'a pas été précisée (Pichot et al. 2017).

7.2.1 Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943

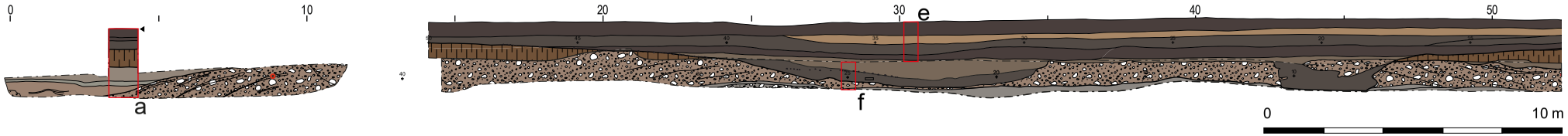
La coupe 5943 a été creusée en 2014 préalablement à la construction d'un barreau routier entre la RD 201 actuelle et l'autoroute A35 dans le cadre de la fouille d'une structure du Bronze final (environ 1100-900 avant notre ère), de deux à trois bâtiments de la fin du second âge du Fer (environ 90-30 avant notre ère) et d'importantes concentrations de mobiliers céramique et métallique dans un chenal. Elle se trouve à l'ouest du *Reguisheimerfeld* (Fig. 206).

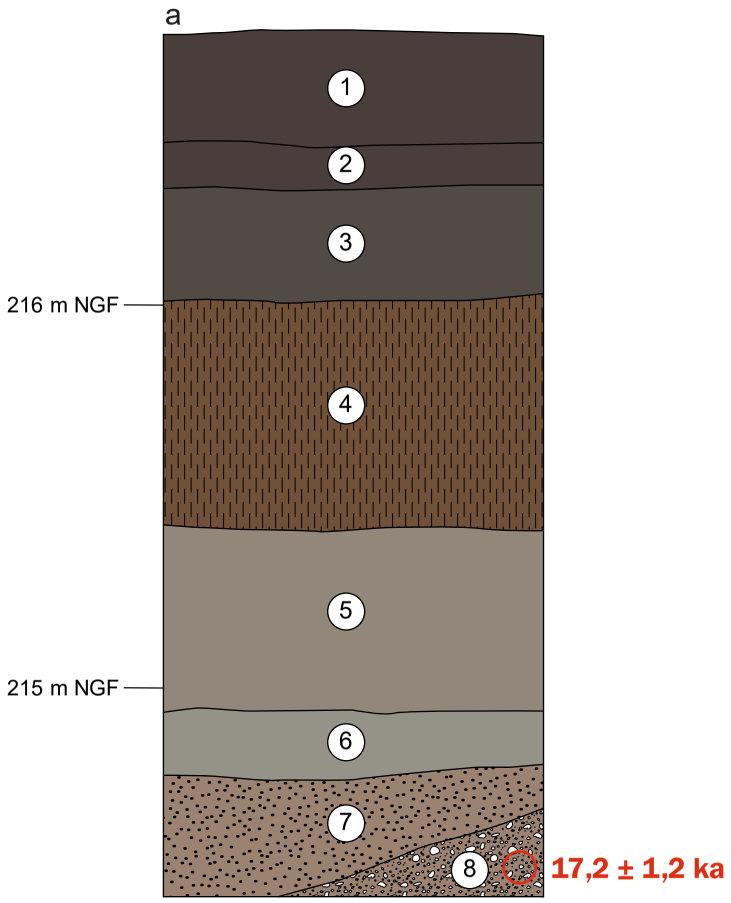
La coupe 5943 : succession stratigraphique

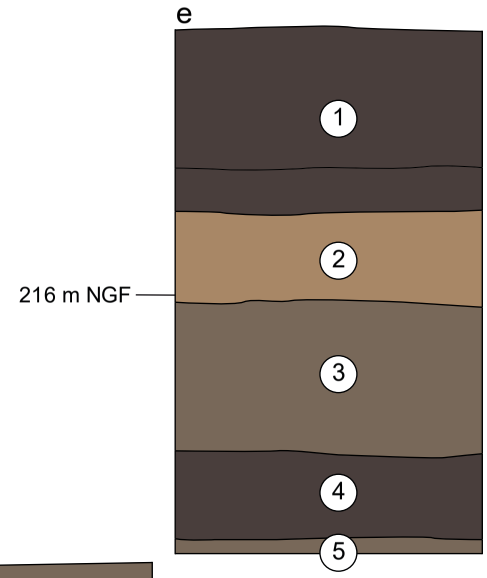
La base de la coupe est constituée de galets vosgiens de 1 à 3 cm de diamètre moyen, de 8 cm de diamètre maximum, dans une matrice sablo-argileuse gris brun. L'unité est traversée par des lits obliques de sables moyens brun rose (Fig. 207, Fig. 208 et Fig. 209) et est barrée par une bande argileuse sombre. Son toit présente des ondulations qui dessinent de petits thalwegs de 20 à 30 m de large remplis de sédiments fins. A l'ouest, le remblaiement le plus ancien est illustré par le profil a (Tab. 57). Il débute avec des sables moyens brun rouge dans lesquels sont intercalées des lentilles millimétriques de limons argileux gris et présentant des cavités biologiques millimétriques remplies de limons argileux gris (profil a, unité 7). Il se poursuit avec des limons argileux gris clair qui présentent une structure prismatique à polyédrique (profil a, unité 6) et des argiles limoneuses beige orangé avec une structure prismatique et des nodules d'oxydes ferro-manganiques (profil a, unité 5). L'unité 4 se distingue par sa teinte brune, par sa structure prismatique marquée et par la présence d'enduits argileux sur les faces des prismes. La succession se termine avec trois unités de limons argileux brun sombre (profil a, unités 3, 2 et 1).



Fig. 207 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, vue du chenal en fond de fouille.







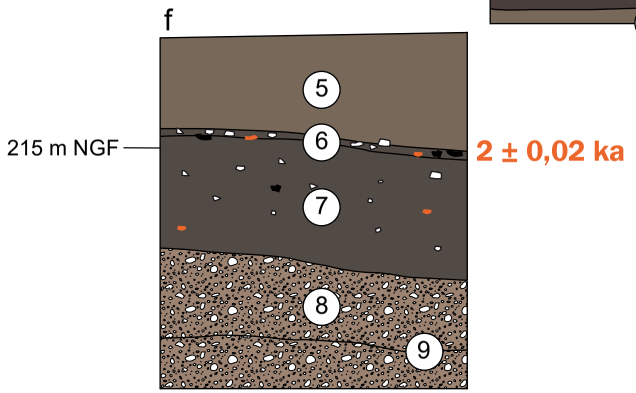


Fig. 208 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, géométrie d'ensemble.

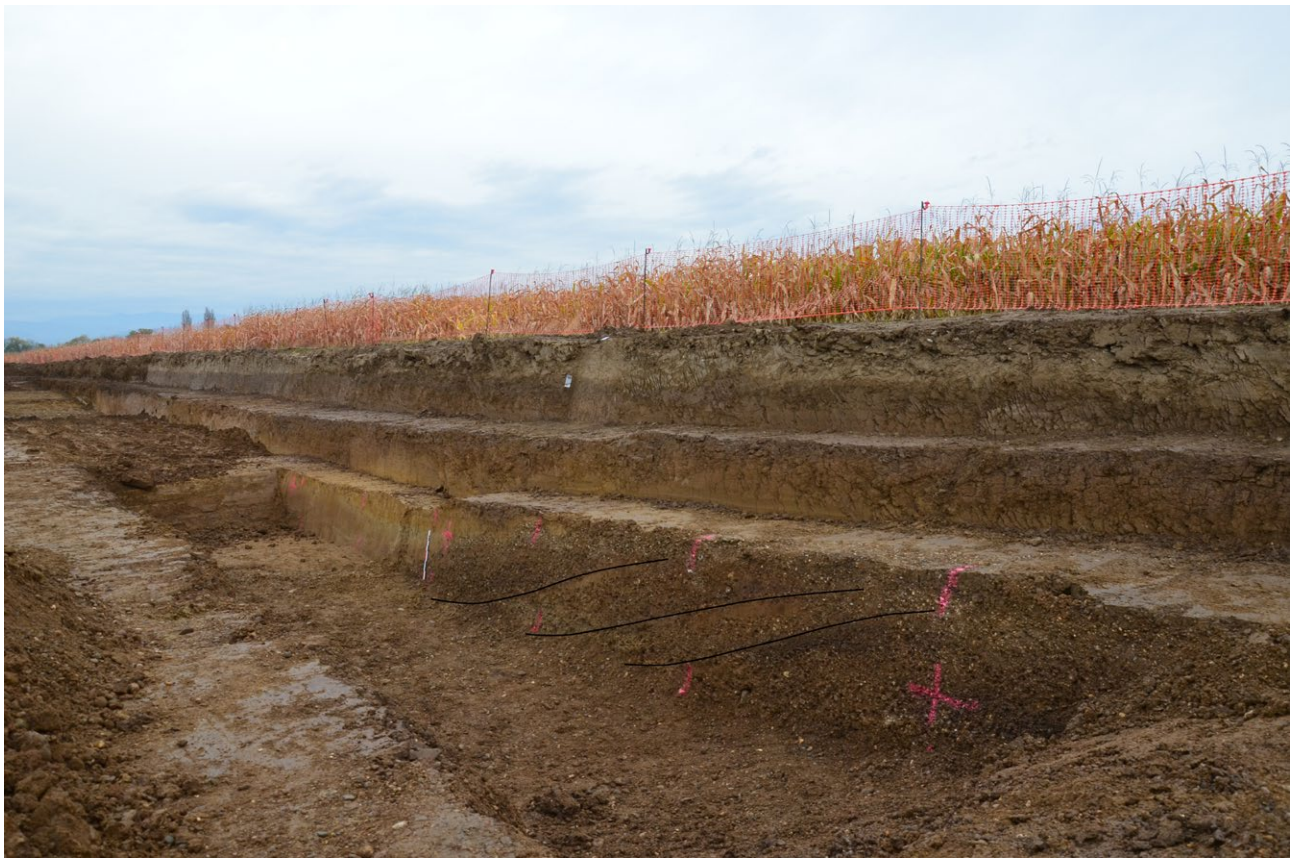


Fig. 209 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, vue depuis le sud de l'unité de galets à la base de la coupe (profil a, unité 8, mire de 50 cm). Les lentilles de sables présentes dans l'unité montrent une aggradation de la formation vers l'ouest et sont des caractères d'une barre de chenal. L'une d'elle a fait l'objet d'une datation par luminescence stimulée optiquement. Les deux séquences postérieures prennent place dans les thalwegs façonnés par les formations grossières. La succession fine la plus ancienne se voit à l'arrière de la barre de chenal.

Profil	Unité	Épaisseur	Description	Age OSL
a	1	0,28 m	limons argileux brun sombre, structure massive labourée	
a	2	0,1 m	limons argileux brun	
a	3	0,3 m	argiles brun sombre	
a	4	0,58 m	limons argileux brun orangé, structure prismatique, enduits argileux sur les faces des prismes	
a	5	0,46 m	argiles limoneuses, beige orangé, structure prismatique, nodules d'oxydes ferro-manganiques	
a	6	0,17 m	limons argileux, gris clair, structure prismatique à polyédrique	
a	7	0,32 m	sables moyens, brun rouge, cavités biologiques millimétriques remplies de limons argileux gris et lentilles millimétriques de limons argileux gris	
a	8	Base non atteinte	alternances de graviers (1 cm de diamètre moyen, 3 cm de diamètre maximum) avec une matrice sablo-argileuse grise et de lits de sables moyens brun rose	17,2 ± 1,2

Tab. 57 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, succession stratigraphique dans le thalweg le plus ancien.

Le remblaiement le plus récent démarre avec des argiles brun gris sombre qui présentent une structure massive à prismatique et dans lesquelles ont été mis en évidence des galets, de nombreux fragments de terre cuite et des charbons (profil f, unité 7, Tab. 58). Certains de ces éléments sont organisés en lits lâches. Il se poursuit avec un lit de terre cuite, de graviers et de charbons compris dans une matrice argileuse sombre (profil f, unité 6) et avec des argiles brun sombre à structure prismatique (profils f et e, unité 5). Les unités postérieures (profil e, unités 4 et 3), des limons argileux, se distinguent par leur couleur brun très sombre, une structure complexe, polyédrique sub-anguleuse recoupée par une structure prismatique, par des lits de quelques millimètres à 2 cm d'épaisseur d'agrégats sub-anguleux (2 mm de diamètre) et par un lit lâche de gravillons. La séquence se termine avec des limons argileux beiges à structure massive (profil e, unité 2) et des limons argileux brun sombre marqués par les labours contemporains (profil f, unité 1).

Plusieurs centaines de tessons de céramiques, des restes osseux, de nombreuses scories (culots de forge, scories informes, chutes ou déchets en fer et parois de four vitrifiées), ainsi qu'une fibule ont été mis en évidence dans le terme inférieur du remblaiement le plus récent. Tous ces vestiges sont bien conservés. Alors que deux tessons présentent les caractères des productions du Halstatt, la majorité du lot est attribuée par Muriel Zehner (Archéologie Alsace) à La Tène D1b-D2a et à la transition D2a/D2b, c'est-à-dire entre 120/110 à 50/40 avant notre ère. La fibule est quant à elle typique de l'extrême fin de La Tène finale, peu avant le changement d'ère (Pierrevelcin et al. 2016). L'étude carpologique, réalisée par Emmanuelle Bonnaire, a mis en évidence une faible quantité de restes végétaux associés à ces objets, ce qui ne permet pas d'y voir « un rejet volontaire des restes végétaux, ni même attester une implantation à proximité. Il s'agit de restes résiduels » (Pierrevelcin et al. 2016).

Profil	Unité	Épaisseur	Description
e	1	0,48 m	limons argileux brun sombre, structure massive labourée
e	2	0,22 m	limons argileux beige, structure massive
e	3	0,4 m	limons argileux, brun, structure polyédrique sub-anguleuse effondrée recoupée par une structure prismatique, lits de quelques millimètres à 2 centimètres d'épaisseur d'agrégats sub-anguleux (2 mm de diamètre), lit de gravillons à l'interface avec l'unité sous-jacente
e	4	0,21 m	limons argileux, brun très sombre, structure polyédrique sub-anguleuse recoupée par une structure prismatique,
e	5	0,33 m	argiles brun sombre, structure prismatique
f	6	0,05 m	lit de terre cuite, graviers et charbons, matrice argileuse sombre
f	7	0,31 m	argiles, brun gris sombre, structure massive à prismatique, inclusions de terre cuite, graviers et charbons, oxydes ferro-manganiques
f	8	0,21 m	galets hétérogènes (2 cm de diamètre moyen, 6 à 8 cm de diamètre maximum), matrice argilo-sableuse brune, oxydations diffuses ocres, bande argileuse sombre à la base
f	9	Base non atteinte	galets hétérogènes (2 cm de diamètre moyen, 6 à 8 cm de diamètre maximum), matrice argilo-sableuse brune, oxydations diffuses ocres

Tab. 58 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, succession stratigraphique dans le thalweg le plus récent.

La coupe 5943 : datation par luminescence stimulée optiquement

Une datation par luminescence stimulée optiquement a été réalisée par Alexander Fülling (Humboldt Institut Berlin) sur des quartz d'une lentille sableuse au sein des galets vosgiens de la base de la séquence (Fig. 208, Fig. 209 et Tab. 59). Elle placerait le dépôt de l'unité autour de 17,2 ± 1,2 ka. L'âge obtenu apparaît ainsi plus ou moins contemporain de celui obtenu sur les limons de débordements rhénans au sommet du cône de la *Hardt*, environ 700 m à l'est, présenté dans le chapitre précédent.

Dosimetry data and OSL ages

Sample	Lab. No.	Depth [cm]	U [ppm] (a)	Th [ppm] (a)	K [%] (a)	Cosmic dose rate [Gy/ka] (b)	Water cont. measured [%] (c)	Water cont. estimated [%] (d)	Dose rate (D_0) [Gy/ka]	Equivalent dose (D_e) [Gy] (e)	Age Model (e)	OSL age [ka]
OSL-2 (5943, 2014)	HUB-0705	164	2.13 ± 0.1	8.59 ± 0.44	2.06 ± 0.04	0.19 ± 0.02	- (3.6)	15 ± 5	2.86 ± 0.19	49.1 ± 1.2	CAM OD=11.3%	17.2 ± 1.2

(a) Uranium, thorium, and potassium contents were determined via high resolution gamma ray spectrometry (HPGe detector) at University of Cologne.
U-238: Pb-214, Bi-214.
Th-232: Ac-228, Th-228, Tl-208, Bi-212.
K-40: direct

(b) Cosmic dose rates were estimated regarding geographic position (47.9°N, 7.4°E), altitude (217 m a.s.l.) and sampling depth.

(c) Water content of sediment samples in % of dry mass (values in brackets are determined on material of the OSL tubes in the Luminescence Lab at Berlin: oven dried for 3 days at 50°C).

(d) Water content used for dose rate calculation.

(e) Equivalent doses (± standard error) were calculated according the Central Age Model (CAM, Galbraith et al. 1999). The overdispersion (OD) describes the variation of the equivalent dose in addition to the expected error. The expected error results from the random error and from the systematic error of all aliquots.
24 aliquots (HUB-0688, HUB-0664) or 48 aliquots (HUB-0705, HUB-0665, HUB-0666) were measured per sample. Percentage of aliquots that passed the quality criteria (Recycling ratio between 0.9 and 1.1, Recuperation <10%, OSL IR depletion ratio >0.9): HUB-0705: 58% (28 aliquots), HUB-0688: 67% (16 aliquots), HUB-0664: 79% (19 aliquots), HUB-0665: 58% (28 aliquots), HUB-0666: 58% (28 aliquots).

Tab. 59 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, datation obtenue par luminescence stimulée optiquement sur des quartz dans une lamine sableuse au sein des galets vosgiens à la base de la coupe (Alexander Fülling/Humboldt Institut Berlin).

La coupe 5943 : discussion

Les galets de la base (profil a, unité 8) sont des dépôts de fond de chenal des cours d'eau vosgiens. Ils sont exposés sur une portion relativement réduite de la coupe. Ils peuvent être interprétés comme une barre de chenal dont la dynamique de mise en place est révélée par la géométrie des intercalations de lits sableux. Les sables postérieurs (profil a, unité 8) témoignent d'une baisse de la dynamique hydrique, d'un déplacement, et probablement d'une incision du chenal. Leur couleur et leur structure semblent liées au développement d'un sol. Les limons-argileux qui les fossilisent présentent les caractères de dépôts de plaine d'inondation (profil a, unités 6 et 5). La couleur brune, la structure et les enduits argileux mis en évidence sur les faces des prismes de l'unité 4 sont les témoins d'un développement pédologique marqué et de la formation d'un horizon BT de luvisol. Les dépôts sombres à la surface peuvent être interprétés comme les horizons de surface de ce sol, enrichis par des crues et remaniés par les pratiques agricoles. Le caractère massif des dépôts argileux, l'abondante teneur en galets, la présence de lits de matériaux grossiers dans une matrice argileuse les discontinuités des unités du remblaiement le plus récent, difficiles à corréler d'une tranchée à l'autre, sont des caractères d'épandages boueux en périphérie du lit d'un torrent (Bertran, Texier 1999).

7.2.2 Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785

La coupe 5785 a été exposée lors de la fouille d'une nécropole du Haut Moyen Age et de vestiges épars néolithiques et protohistoriques (RD 201, étude en cours sous la direction de F. Abert). Elle se trouve à 200 m à l'est de la coupe 5943 (Fig. 206). Elle n'est pas continue du fait du passage d'une conduite d'eau en service et de vestiges archéologiques en cours de fouille au moment du creusement.

La coupe 5785 : succession stratigraphique

La succession stratigraphique la plus ancienne repose sur des galets de 1 à 3 cm de diamètre constitués notamment de quartz, de schistes et de calcaires, compris dans une matrice sableuse gris claire, avec une lentille sableuse d'épaisseur décimétrique (profil a, unités 9, 8 et 7, Fig. 210, Fig. 211 et Tab. 60. Elle se poursuit avec des sables fins bruns bioturbés (profil a, unité 6) qui sont fossilisés par des sables argileux gris avec une structure massive à prismatique (profil a, unité 5) et des argiles limoneuses grises avec une structure prismatique à polyédrique à faces luisantes (profil a, unité 4). Les argiles de l'unité 3 se distinguent par une couleur très sombre et une structure prismatique à polyédrique avec des faces luisantes (*slickensides*). La succession

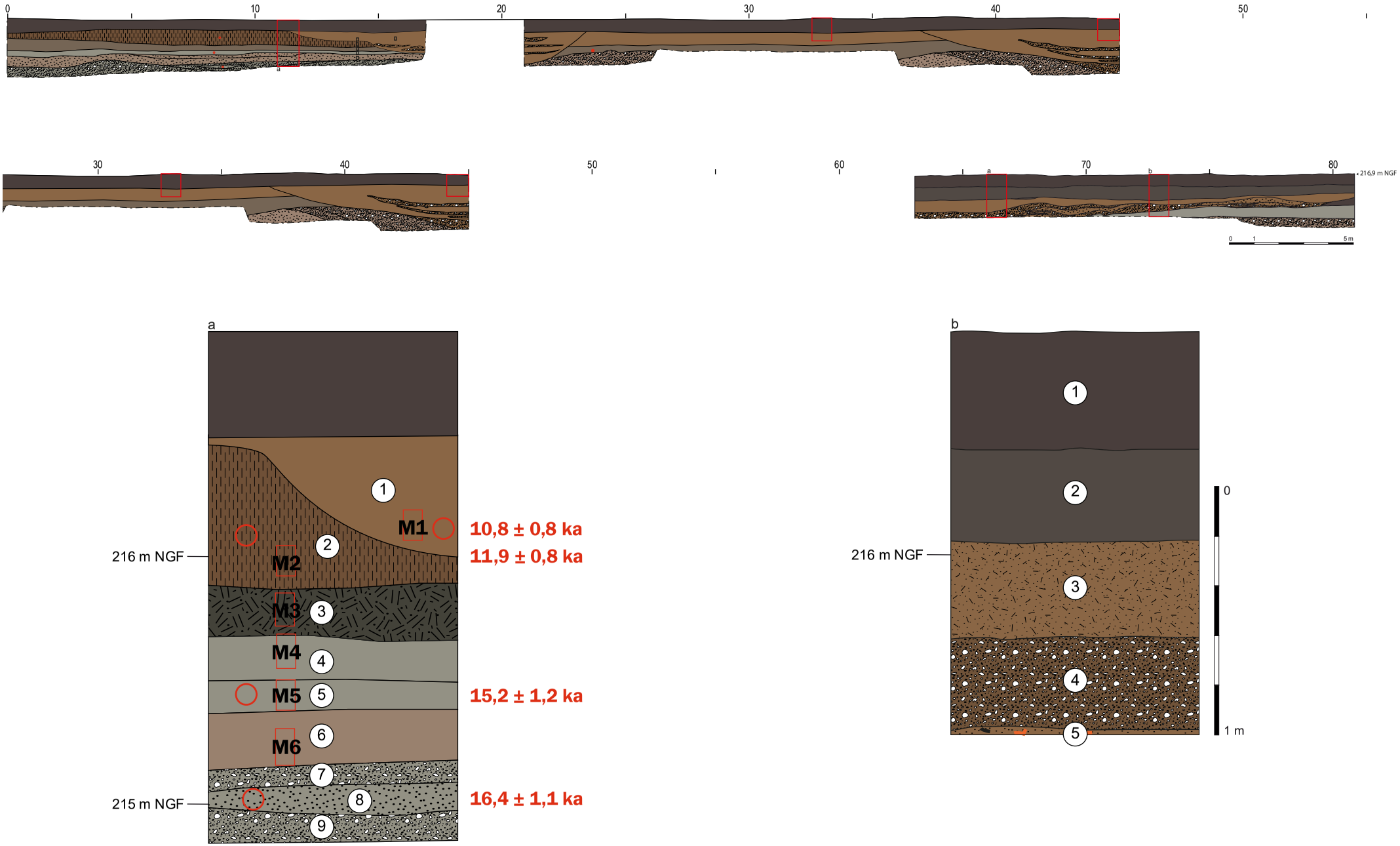


Fig. 210 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, vue depuis le sud de l'unité de galets à la base de la coupe (profil a, unité 8, mire de 50 cm). Les lentilles de sables présentes dans l'unité montrent une aggradation de la formation vers l'ouest et sont des caractères d'une barre de chenal. L'une d'elle a fait l'objet d'une datation par luminescence stimulée optiquement. Les deux séquences postérieures prennent place dans les thalwegs façonnés par les formations grossières. La succession fine la plus ancienne se voit à l'arrière de la barre de chenal

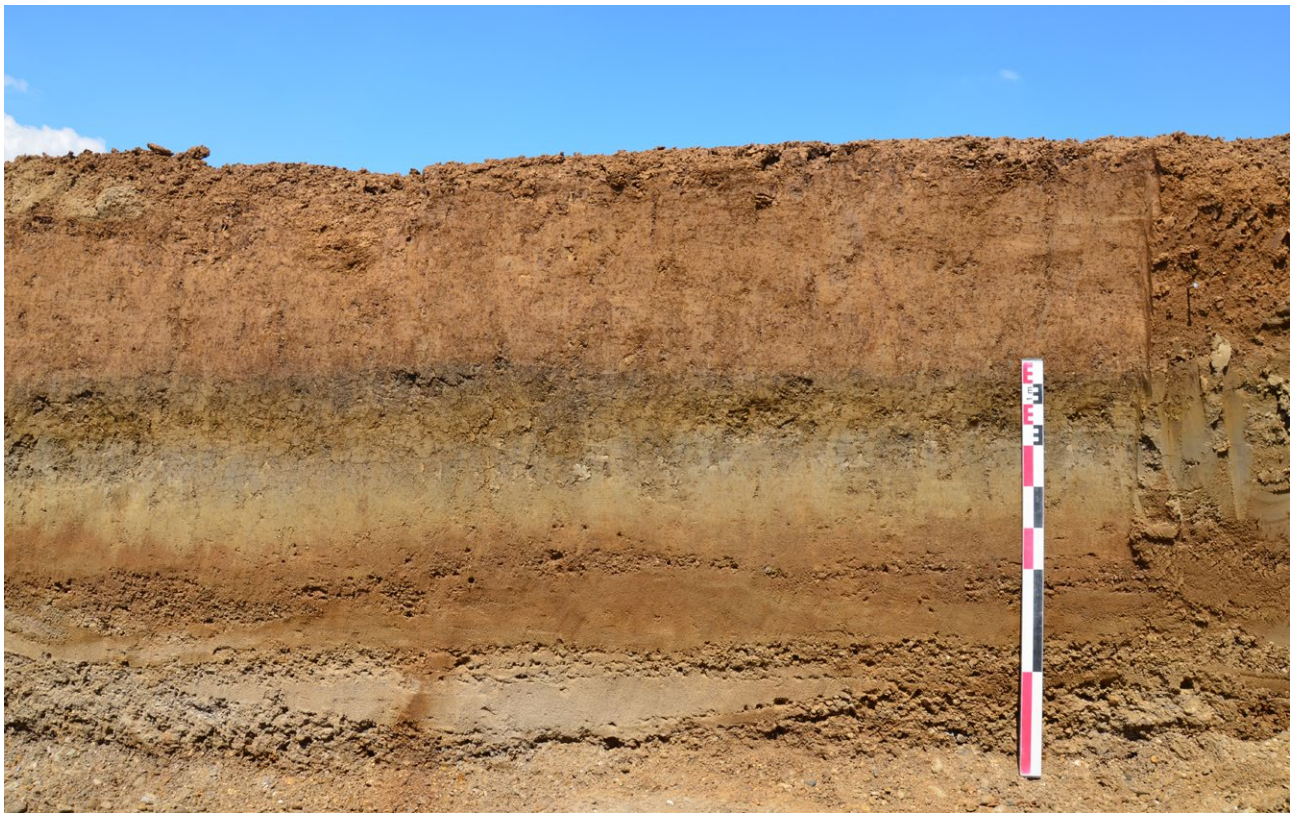


Fig. 211 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » - coupe 5785, vue des dépôts constitutifs de la plaine.



Fig. 212 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, vue du chenal à remplissage sablo-argilo-graveleux avec charbons et fragments de céramique non tournée.

stratigraphique se poursuit avec des limons argileux brun orangé qui présentent une structure prismatique avec des enduits argileux sur les faces des prismes (profil a, unité 2). Un paléo-chenal s'ouvre à son sommet. Il est large de près de 70 m. Sur sa bordure, son remplissage est constitué de limons argileux brun orangé (profil a, unité 1). Ils sont peu différents de l'unité encaissante (profil a, unité 2) dont il se distingue uniquement par un lit lâche de petits galets et par une structure et des enduits argileux légèrement moins bien exprimés. La succession la plus récente est localisée au cœur du paléo-chenal, large d'une quarantaine de mètres. Elle est constituée de lits de sables argileux avec des lits de galets vosgiens compris dans une matrice argilo-sableuse avec des fragments de céramique non tournée (profil b, unités 5 à 1, Fig. 212 et Fig. 213).



Fig. 213 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, vue d'un fragment de céramique non tourné pris dans les galets du chenal.

Profil	Unité	Épaisseur	Description	Lames	Age OSL
a	1	0,4 à 2,2 m	Limons argileux, brun orangé, structure prismatique, enduits argileux sur les faces des prismes, évoluent latéralement (profil a) en lits de sables argileux avec des lits de galets vosgiens compris dans une matrice argilo-sableuse avec des fragments de céramique non tournée		10,8 ± 0,8 ka
a	2	0,60 m	Limons argileux, brun orangé, structure prismatique, enduits argileux sur les faces des prismes	2	11,9 ± 0,8 ka
a	3	0,24 m	Argiles limono-sableuses, noir, structure prismatique à polyédrique, faces luisantes (slickenside)	3	
a	4	0,17 m	Argiles limoneuses, gris vert, structure prismatique à polyédrique, faces luisantes, quelques oxydes ferro-manganiques sous la forme de nodules diffus millimétriques	4	
a	5	0,12 m	Sables fins argileux gris, structure massive à prismatique , oxydes ferro-manganiques sous la forme de filaments d'un à deux millimètres de larges pour quelques millimètres de long	5	15,2 ± 1,2 ka
a	6	0,24 m	Sables fins légèrement limono-argileux, brun orangé, lits plus bruns et lits plus clairs, structure massive bioturbée, cavités biologiques millimétriques	6	
a	7	0,09 m	Galets (1 à 3 cm de diamètre, quartz, schistes, calcaires), matrice sableuse gris claire		
a	8	0,12 m	Sables fins à moyens, gris clair		16,4 ± 1,1 ka
a	9	Base non atteinte	Galets (1 à 3 cm de diamètre, quartz, schistes, calcaires), matrice sableuse gris claire		
b	1	0,46 m	Limon argileux, gris sombre, labours		
b	2	0,36 m	Limons argileux, brun sombre, structure prismatique à polyédrique		
b	3	0,38 m	Limons argileux, brun orangé, structure prismatique à polyédrique		
b	4	0,36 m	Galets vosgiens (1 à 2 cm de diamètre moyen, 3 cm de diamètre maximum), matrice sablo-argileuse brune		
b	5	Base non atteinte	Poches de sables avec des fragments de céramique non tourné		

Tab. 60 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, unités rencontrées.

La succession témoigne de la même histoire que la coupe 5943. Elle s'en distingue toutefois par les dépôts grossiers rhénans sur lesquels elle repose, typiques de dépôts de fond de chenal. Les sables bruns (profil a, unité 6), les sables argileux (profil a, unité 5) et les argiles limoneuses (profil a, unité 4) qui succèdent à ces dépôts grossiers occupent la même position et présentent les mêmes caractères que les unités 7, 6 et 5 du profil a de la coupe 5943, interprétées comme le résultat d'un ralentissement du débit, du développement d'un paléosol et de dépôts de plaine d'inondation. Les argiles limono-sableuses noires à structure prismatique à polyédrique et à faces luisantes (*slickensides*, profil a, unité 3) qui coiffent ici ces dépôts et qui n'ont pas été mis en évidence dans la coupe 5943 présentent les caractères d'un vertisol, i.e. un sol développé à partir d'argiles gonflantes et soumis à des alternances saisonnières d'humectation et de dessication avec des plaquettes obliques, des *slickensides*. Les limons argileux, brun orangé à structure prismatique avec des enduits argileux sur les faces des prismes sont interprétés comme un horizon BT de sol brun lessivé. Comme celui de la coupe 5943, il est recoupé par un chenal, dont il est difficile de préciser la largeur exacte du fait des limites peu nettes de sa bordure dans les matériaux limono-argileux fortement pédogénétisés et de la difficulté, en l'absence de fragments de céramiques, de distinguer les différentes nappes alluviales vosgiennes.

La coupe 5785 : datations par luminescence stimulée optiquement

Quatre datations par luminescence stimulée optiquement ont été réalisées sur des quartz de 90 à 250 µm de diamètre par Alexander Fülling (Humboldt Institut Berlin). Les unités 8, 4, 2 et 1 (profil 1) ont livré respectivement des âges de 16,4 ± 1,1, 15,2 ± 1,2, 11,9 ± 0,9 et 10,8 ± 0,8 ka (Tab. 61). L'âge de l'unité 8 est voisin de celui obtenu dans les alluvions vosgiennes à la base de la coupe 5943 et dans les limons de débordement au sommet du cône de la *Hardt*.

Dosimetry data and OSL ages

Sample	Lab. No.	Depth [cm]	U [ppm] (a)	Th [ppm] (a)	K [%] (a)	Cosmic dose rate [Gy/ka] (b)	Water cont. measured [%] (c)	Water cont. estimated [%] (d)	Dose rate (D_0) [Gy/ka]	Equivalent dose (D_e) [Gy] (e)	Age Model (e)	OSL age [ka]
OSL-2 (5785, 2015)	HUB-0688	139	2.73 ± 0.12	11.78 ± 0.58	2.18 ± 0.04	0.20 ± 0.02	14.4 (13.4)	15 ± 5	3.27 ± 0.22	35.3 ± 0.9	CAM OD=8.7%	10.8 ± 0.8
OSL-3 (5785, 2015)	HUB-0664	127	3.49 ± 0.15	15.39 ± 0.73	1.82 ± 0.03	0.20 ± 0.02	19.3 (14.0)	20 ± 5	3.20 ± 0.21	38.0 ± 0.8	CAM OD=8.1%	11.9 ± 0.8
OSL-4 (5785, 2015)	HUB-0665	178	2.3 ± 0.11	10.01 ± 0.49	1.92 ± 0.03	0.19 ± 0.02	13.2 (11.7)	15 ± 5	2.86 ± 0.19	43.6 ± 1.7	CAM OD=7.6%	15.2 ± 1.2
OSL-5 (5785, 2015)	HUB-0666	230	1.88 ± 0.09	7.08 ± 0.37	2.07 ± 0.04	0.18 ± 0.02	6.5 (3.4)	15 ± 5	2.69 ± 0.17	44.1 ± 1.1	CAM OD=11.5%	16.4 ± 1.1

(a) Uranium, thorium, and potassium contents were determined via high resolution gamma ray spectrometry (HPGe detector) at University of Cologne.
U-238: Pb-214, Bi-214.
Th-232: Ac-228, Th-228, Tl-208, Bi-212.
K-40: direct

(b) Cosmic dose rates were estimated regarding geographic position (47.9°N, 7.4°E), altitude (217 m a.s.l.) and sampling depth.

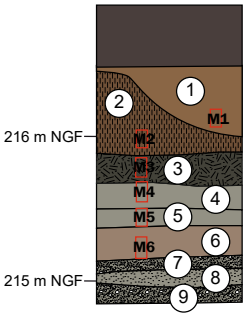
(c) Water content of sediment samples in % of dry mass (values in brackets are determined on material of the OSL tubes in the Luminescence Lab at Berlin: oven dried for 3 days at 50°C).

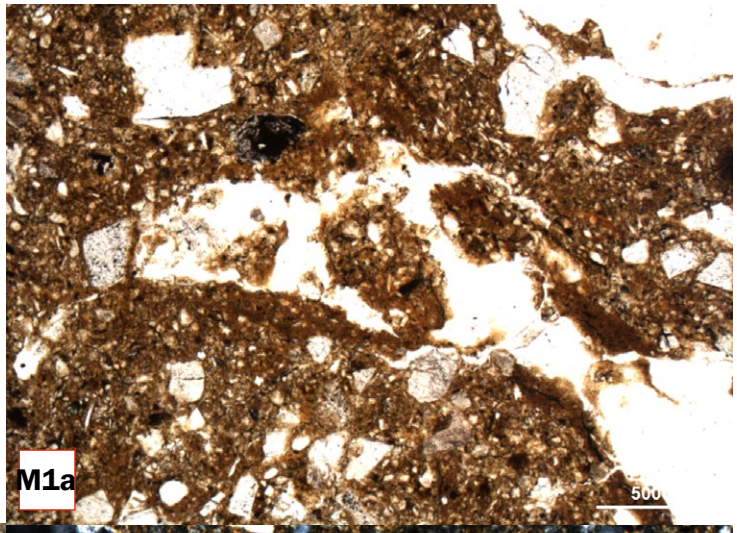
(d) Water content used for dose rate calculation.

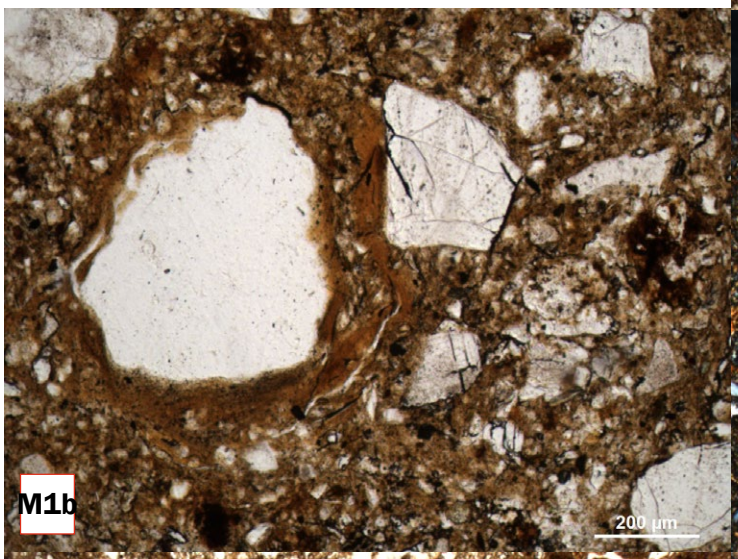
(e) Equivalent doses (± standard error) were calculated according the Central Age Model (CAM, Galbraith et al. 1999). The overdispersion (OD) describes the variation of the equivalent dose in addition to the expected error. The expected error results from the random error and from the systematic error of all aliquots.
24 aliquots (HUB-0688, HUB-0664) or 48 aliquots (HUB-0705, HUB-0665, HUB-0666) were measured per sample. Percentage of aliquots that passed the quality criteria (Recycling ratio between 0.9 and 1.1, Recuperation <10%, OSL IR depletion ratio >0.9): HUB-0705: 58% (28 aliquots), HUB-0688: 67% (16 aliquots), HUB-0664: 79% (19 aliquots), HUB-0665: 58% (28 aliquots), HUB-0666: 58% (28 aliquots).

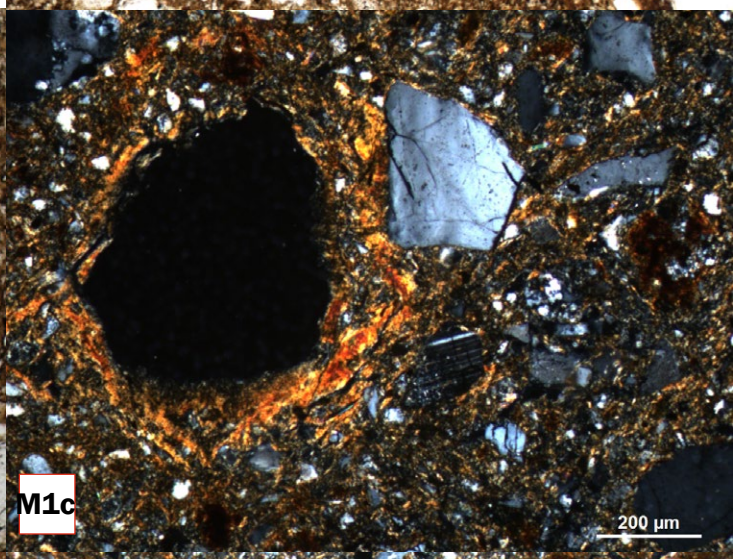
Tab. 61 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, datations obtenues par luminescence stimulée optiquement à partir des quartz (Alexander Fülling/Humboldt Institut Berlin).

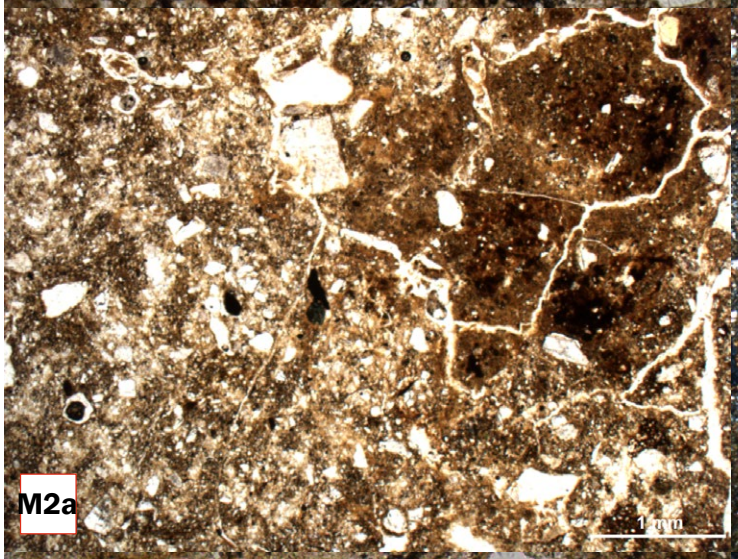
Fig. 214 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » - coupe 5785, caractères micromorphologiques ; M1a : revêtements silteux et poussiéreux dans une cavité biologique de l'unité 1 (lumière polarisée non analysée) ; M1b et M1c : revêtement poussiéreux recouvrant un revêtement argileux dans une cavité biologique de l'unité 1 (lumière polarisée non analysée et lumière polarisée analysée) ; M2a et M2b : vue de l'unité 2 avec un agrégat remanié depuis le paléosol sous-jacent (lumière polarisée non analysée et lumière polarisée analysée) ; M2c et M2d : vue de l'unité 2 avec un revêtement argileux poussiéreux (lumière polarisée non analysée et lumière polarisée analysée).

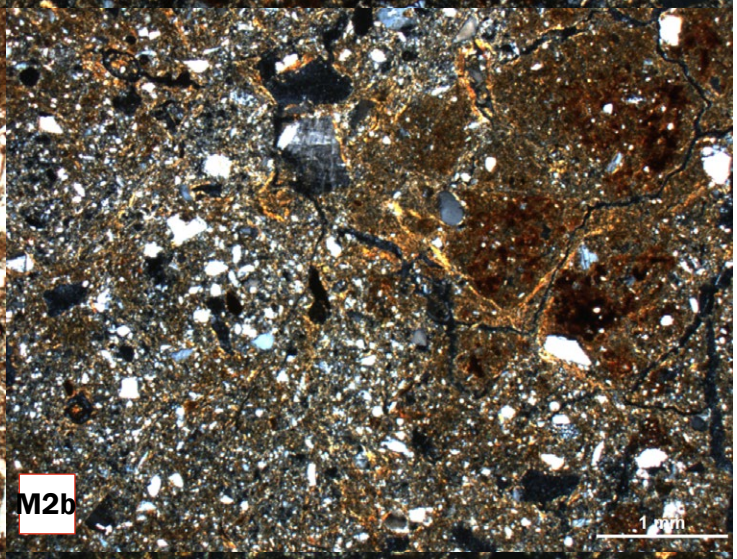

216 m NGF
215 m NGF
1
2
3
4
5
6
7
8
9
M1
M2
M3
M4
M5
M6

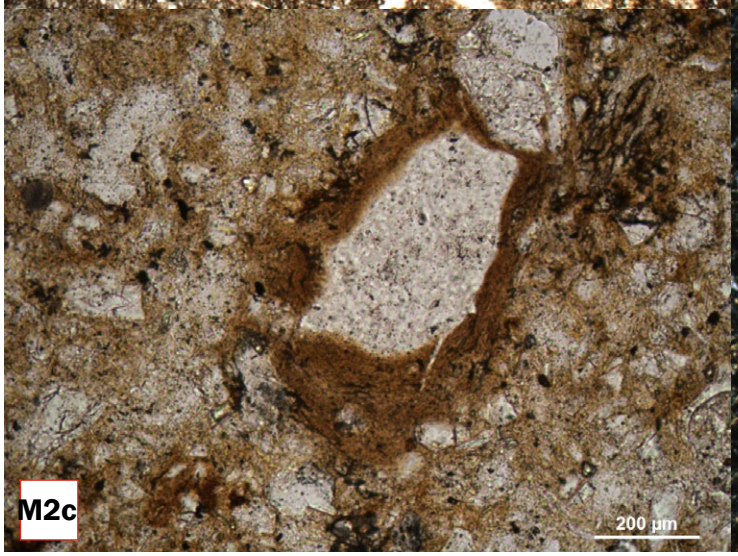

M1a

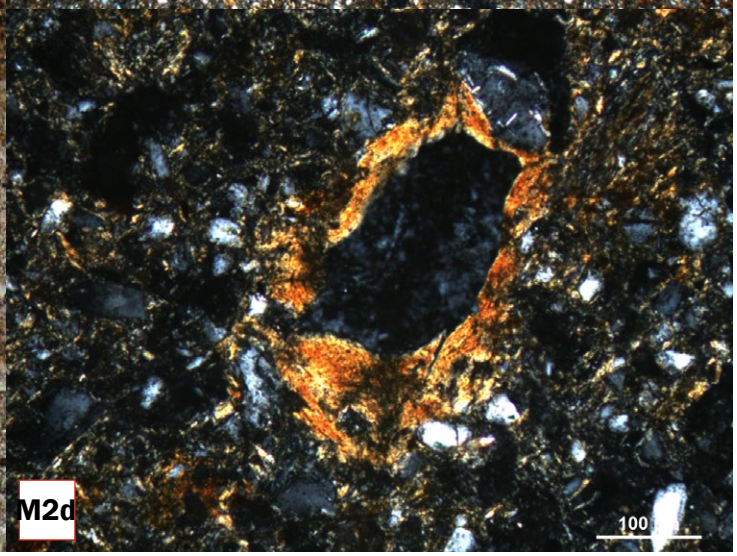

M1b
200 µm


M1c
200 µm


M2a


M2b


M2c
200 µm


M2d

La coupe 5785 : micromorphologie

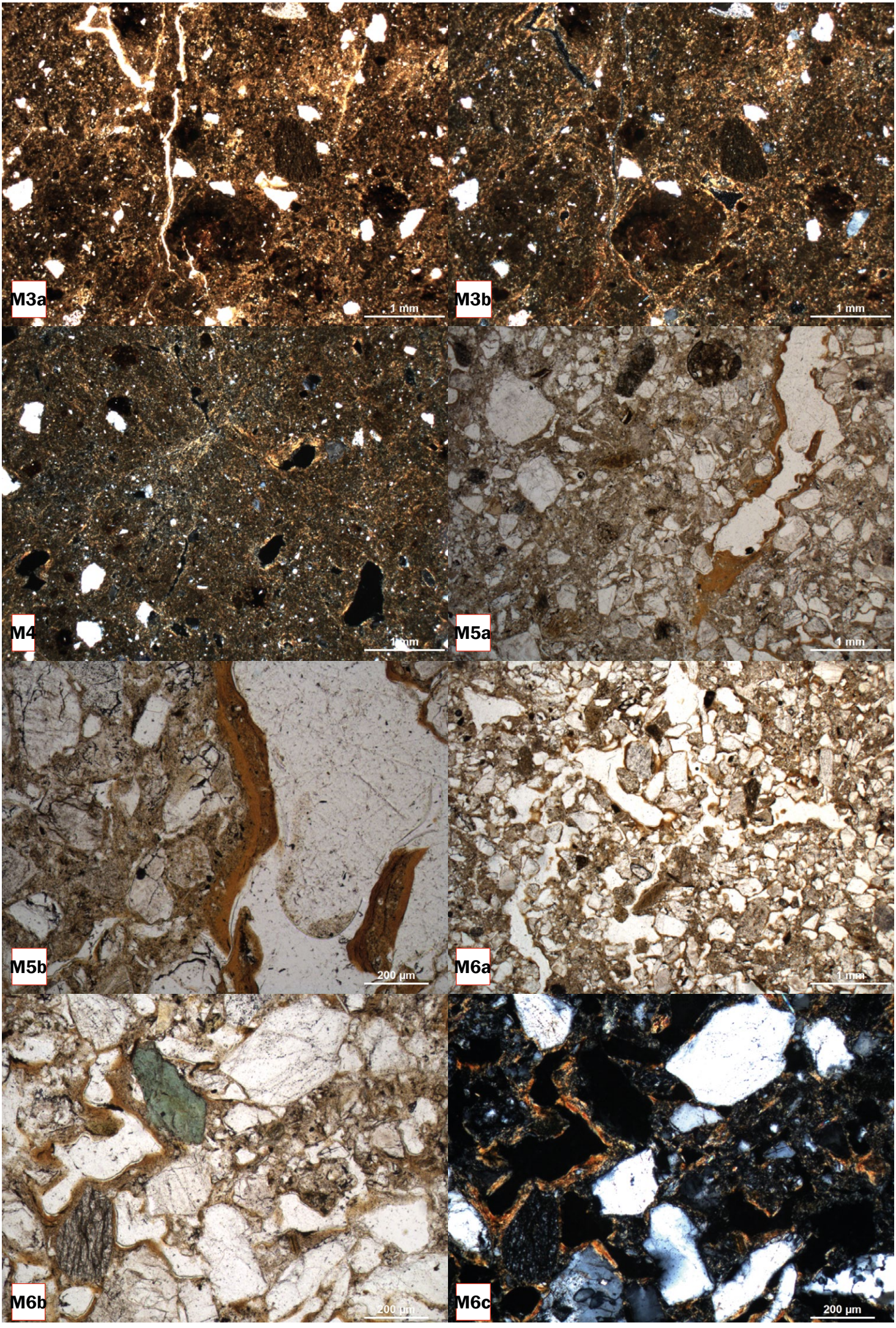
Les lames minces montrent que malgré leurs granulométries différentes (sables dans l'unité 6 à la base et argiles dans l'unité 3), les différentes unités de la succession stratigraphique partagent une certaine hétérométrie. Ainsi, les sables de l'unité 6 sont riches en argiles, tandis que les argiles de l'unité 3 contiennent limons et sables (Tab. 62, Fig. 214 et Fig. 215). Pour autant, ces matériaux de tailles différentes sont mélangés et les micro-litages sont rares, cantonnés dans l'unité 6 et dans l'unité 1 respectivement caractérisées par de discrètes bandes plus riches en argiles et par des intercalations peu exprimées.

Unité	Lame	Microstructure	Composants	Traits pédologiques
2	1A	porphyrique, faiblement agrégée, présence d'intercalations, porosité (10 à 15 %) sous la forme de fissures et de cavités	quartz, nodules d'oxydes de fer aux limites nettes, charbons oxydés, débris végétaux, papules, matrice argileuse très poussièreuse	oxydes de fer (tâches diffuses d'1 à 2 mm de diamètre), revêtements argilo-poussiéreux et revêtements silteux et sableux, puis revêtements argileux orangés
1	1	porphyrique, agrégée, rares et discrètes intercalations, porosité (15 à 25%) sous la forme de fissures, de cavités circulaires (bulles?) et de quelques chenaux biologiques, quelques cavités polyconcaves	très hétérométriques, limons et sables, papules argileuses, matrice très argileuse, abondante, poussiéreuse, biréfringence striée	imprégnations ferro-manganiques, revêtements argileux orangés, poussiéreux et silteux
2	2	porphyrique, agrégée, porosité (10 à 15%) sous la forme de fissures et de quelque cavités	très hétérométrique, limons et sables, agrégats sombres de même nature que l'unité 3, matrice très argileuse, abondante, poussiéreuse biréfringence striée	imprégnations ferro-manganiques, revêtements argileux orangés, poussiéreux et silteux
3	3	porphyrique, agrégée, porosité (20 %) sous la forme de fissures, de cavités et de chenaux biologiques	15 à 20 % de sables, matrice argileuse sombre hétérogène (agrégats plus sombres et lisérés jaunes)	imprégnations ferro-manganiques abondantes
4	4	porphyriques, piles d'assiettes, agrégée, porosité (10 %) sous la forme de fissures accomodées, de quelques cavités (beaucoup moins que 3) et quelques chenaux	20 à 25 % de sables, matrice argileuse grise hétérogène, biréfringence striée très marquée de la masse et des revêtements	Imprégnations ferro-manganiques, revêtements argileux orangés
5	5	porphyrique, piles d'assiettes, massive, porosité (10 à 15 %) sous la forme de fissures, de chenaux et de cavités biologiques	limons avec 30 à 40 % de sables (dont biotites oxydées), matrice argilo-limoneuse très faiblement poussiéreuses, biréfringence striée	quelques nodules ferro-manganiques, revêtements argileux orangés puis revêtements poussiéreux
6	6	géfurique à porphyrique, massive, porosité (20 à 30 %) sous la forme de cavités d'entassement et de quelques cavités biologiques	sables (95 % de quartz, mais aussi des biotites oxydés et un grain calcaire) et limons poussiéreux, matrice argileuse jaune à orange, biréfringence striée	bandes argileuses, revêtements limono-poussiéreux et argileux orangés

Tab. 62 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, caractères micromorphologiques.

D'un point de vue pétrographique, les quartz sont largement majoritaires. L'unité 6 se distingue par la présence de quelques minéraux calcaires et par la présence de biotites oxydées. Ces dernières sont également présentes dans l'unité 5. La matrice est toujours argileuse. Orangée dans l'unité 6, elle est sombre et plus ou moins riche en poussière dans les unités postérieures. Elle présente une biréfringence striée marquée, sauf dans l'unité 3 où sa coloration sombre masque ce caractère, cantonné autour des agrégats (Fig. 215).

Fig. 215 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, caractères micromorphologiques ; M3a et M3b : vue du vertisol (profil a, unité 3), noter les bords pâles liés aux contraintes mécaniques des alternances de retrait-gonflement (lumière polarisée non analysée et lumière polarisée analysée) ; M4 : biréfringence striée de la masse fine et revêtements argileux de l'unité 4 (lumière polarisée analysée) ; M5a : revêtement argileux orangé recouverts par des argiles limoneuses et poussiéreuses dans l'unité 5 (lumière polarisée non analysée) ; M5b : revêtement argileux orangé recouvert par des argiles limoneuses et poussiéreuses dans l'unité 5 (lumière polarisée non analysée) ; M6a : unités 6, cavités biologiques enduites de revêtements argileux ; M6b et M6c : unité 6, porosité d'entassement avec des revêtements argileux orangés sur des revêtements poussiéreux (lumière polarisée non analysée et lumière polarisée analysée).


M3a
1 mm
M3b
1 mm
M4
1 mm
M5a
1 mm
M5b
200 µm
M6a
1 mm
M6b
200 µm
M6c
200 µm

L'organisation entre éléments grossiers et matrice fine est géfurique à porphyrique dans l'unité 6 et porphyrique dans toutes les autres unités. La porosité est bien exprimée dans l'unité 6 entre les grains et sous la forme de cavités biologiques. Elle est moins bien exprimée dans les unités 5 à 1 qui sont plus argileuses. Elle prend ici principalement la forme de fissures, même si de nombreuses cavités biologiques ont été rencontrées. Elle est mieux exprimée dans l'unité 1, dans laquelle quelques cavités circulaires ont été décrites, que dans l'unité 2, ce qui permet de distinguer les deux unités qui présentent par ailleurs des caractères micromorphologiques très similaires.

Les traits pédologiques sont constitués de nodules et d'imprégnations ferro-manganiques abondants dans les unités 5 à 1. Ils sont surtout représentés par des revêtements argileux dans la porosité des différentes unités. Dans l'unité 6, les revêtements les plus anciens sont limoneux et poussiéreux. Ils sont recouverts par des argiles orangés. Dans l'unité 5, des revêtements argileux orangés sont recouverts par des argiles limoneuses et poussiéreuses. Dans l'unité 4, seuls les premiers sont représentés et ils sont absents de l'unité 3. Dans l'unité 2, ils sont poussiéreux puis orangés. Dans l'unité 1, ils sont orangés, puis poussiéreux. En résumé, la succession suivante a été mise en évidence dans la porosité des différentes unités, du plus ancien au plus récent :

1. revêtements limono-poussiéreux
2. revêtements argileux orangés
3. revêtements argilo poussiéreux
4. revêtements argileux orangés
5. pas de revêtements
6. revêtements argileux orangés
7. revêtements argilo poussiéreux

Au final, les traits pédologiques des sables bruns à la base de la succession (profil a, unité 6), cavités biologiques et revêtements argileux confirment son évolution pédologique et témoignent d'un bon drainage de l'unité. Ces traits sont également présents, bien que moins bien exprimés, dans les limons de débordements postérieurs. L'unité 3 a les caractères d'un vertisol, avec des agrégats anguleux à sub-anguleux très sombres, dont les bords sont pâles du fait des contraintes mécaniques liées au retrait-gonflement matérialisées sur le terrain par des faces luisantes (*slickensides*, Kovda et Mermut 2018). Ces contraintes mécaniques expliquent pour une large part l'absence de revêtements argileux dans l'unité. Enfin, les unités 1 et 2 présentent en lame mince, comme sur le terrain, des caractères très similaires. La plus récente se distingue de la plus ancienne par une porosité, moins exprimée, de rares bulles et de discrètes intercalations. Si les lits de graviers et de gravillons observés sur le terrain indiquent clairement un écoulement boueux, à l'échelle microscopique, les traits liés au transport ont été largement gommés par la faune du sol, un biais très fréquent dans ce type de dépôt (Bertran et Texier 1999).

La coupe 5785 : discussion

Immédiatement après la migration et l'incision du Rhin au début du Tardiglaciaire, la plaine de l'Ill à Ensisheim est le siège d'une activité torrentielle avec des dépôts barre de chenal. Des dépôts fins, sables et limons argileux masquent la paléo-topographie dessinée par ces formations grossières. Ils sont liés à une migration et à une incision du chenal principal de l'Ill. Un premier paléosol sableux caractérisé en lame mince par des revêtements argileux se développe à la base de ces dépôts fins. Il est fossilisé par des sables argileux gris qui ont livré un âge OSL de 15,2 ± 1,2 ka et qui montre que la métamorphose de la plaine et la première phase de pédogénèse prennent place durant un laps de temps court, au tout début du Tardiglaciaire. Au regard de la nature relativement argileuse des matériaux datés qui a pu induire des problèmes de blanchiment, il est possible que l'âge obtenu soit trop vieux. Alexander Fülling note par ailleurs une qualité médiocre du signal OSL, avec notamment des conditions de préchauffes divergentes et un mauvais recyclage du signal.

Les sables argileux et les argiles limoneuses qui fossilisent le paléosol le plus ancien présentent des traces de bioturbation et d'illuviation d'argiles, d'abord limpides, puis poussiéreuses. Cette succession traduit une modification de la couverture végétale et une mauvaise dégradation des résidus végétaux. Ils sont coiffés par un second paléosol dont les faces luisantes (slickensides) et les caractères micromorphologiques sont typiques d'un vertisol formé dans un environnement soumis à des alternances saisonnières d'humectation/dessiccation. Les unités postérieures sont interprétées comme des dépôts de plaine d'inondation suivis par le développement d'un horizon BT de sol brun lessivé.

Au final, il reste deux zones d'ombres importantes. La première concerne la datation précise des dépôts et des paléosols tardiglaciaires. La seconde concerne l'origine, l'extension, la géométrie, et la chronologie des dépôts holocènes.

7.2.3 Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4

La fouille durant l'été 2018 des vestiges du Mésolithique à l'époque antique de la tranche 3 de la Zone d'Activités d'Intérêt Départemental (étude en cours sous la direction de Muriel Zehner/Archéologie Alsace et de Sylvain Griselin/Inrap) permet d'éclairer ces deux zones d'ombre. Elle a mis au jour, vers 30-60 cm de profondeur, une bande de sédiments sombres d'environ 25 m de large qui en surface présente les mêmes caractères que les chenaux de l'Holocène récent des coupes 5943 et 5785 mais ne se situe pas exactement dans leur prolongement et n'apparaît ni sur le MNT Lidar, ni sur la vue aérienne de l'IGN de 2015. Elle n'a pas livré de silex mésolithiques qui se distribuent à sa périphérie. Elle a fait l'objet de sept tranchées dans les alluvions tardiglaciaires et holocènes ; deux des tranchées sont présentées ici, la coupe 016774 - 4 et la coupe 016774 - 7 (Fig. 216).



Fig. 216 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », vue depuis l'est de la fouille de la tranche 3 de la Zone d'Activités d'Intérêt Départemental de Ensisheim-Reguisheim. Au premier plan, on distingue la terrasse rhénane weichselienne. En arrière-plan, les Vosges marquent la limite de la plaine (vue drone : Florian Basoge/Archéologie Alsace).

La coupe 016774 - 4 : succession stratigraphique

La coupe 016774-4 a été implantée perpendiculairement à la trace sombre apparue en fond de fouille, mais recoupe aussi le sous-sol voisin, 20 m au sud-ouest et 37 m au nord-est. Elle a mis au jour plusieurs bancs de galets dans un thalweg large de près de 70 m.

La succession stratigraphique la plus ancienne, présente sur la bordure du thalweg, est équivalente à celle mise au jour dans les coupes 5943 et 5785. Elle repose sur des galets vosgiens hétérométriques pris dans une matrice sablo-argileuse brune (profil a, unité 6, Fig. 217, Fig. 218, Fig. 219 et Tab. 63). Elle se poursuit avec des argiles gris vert (profil a, unité 5), coiffées par un vertisol (profil a, unité 4) largement tronqué. Elle se termine avec un lit de galets lâches (profil a, unité 3), des sables argileux contenant quelques charbons (profil a, unité 2) et des limons argileux, brun orangé à structure prismatique et à langues éclaircies (profil a, unité 1, Fig. 218 et Fig. 219).



Fig. 217 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 4, vue de la nappe de graviers qui entaille les dépôts fins.

Fig. 218 : Ci-contre, Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 4

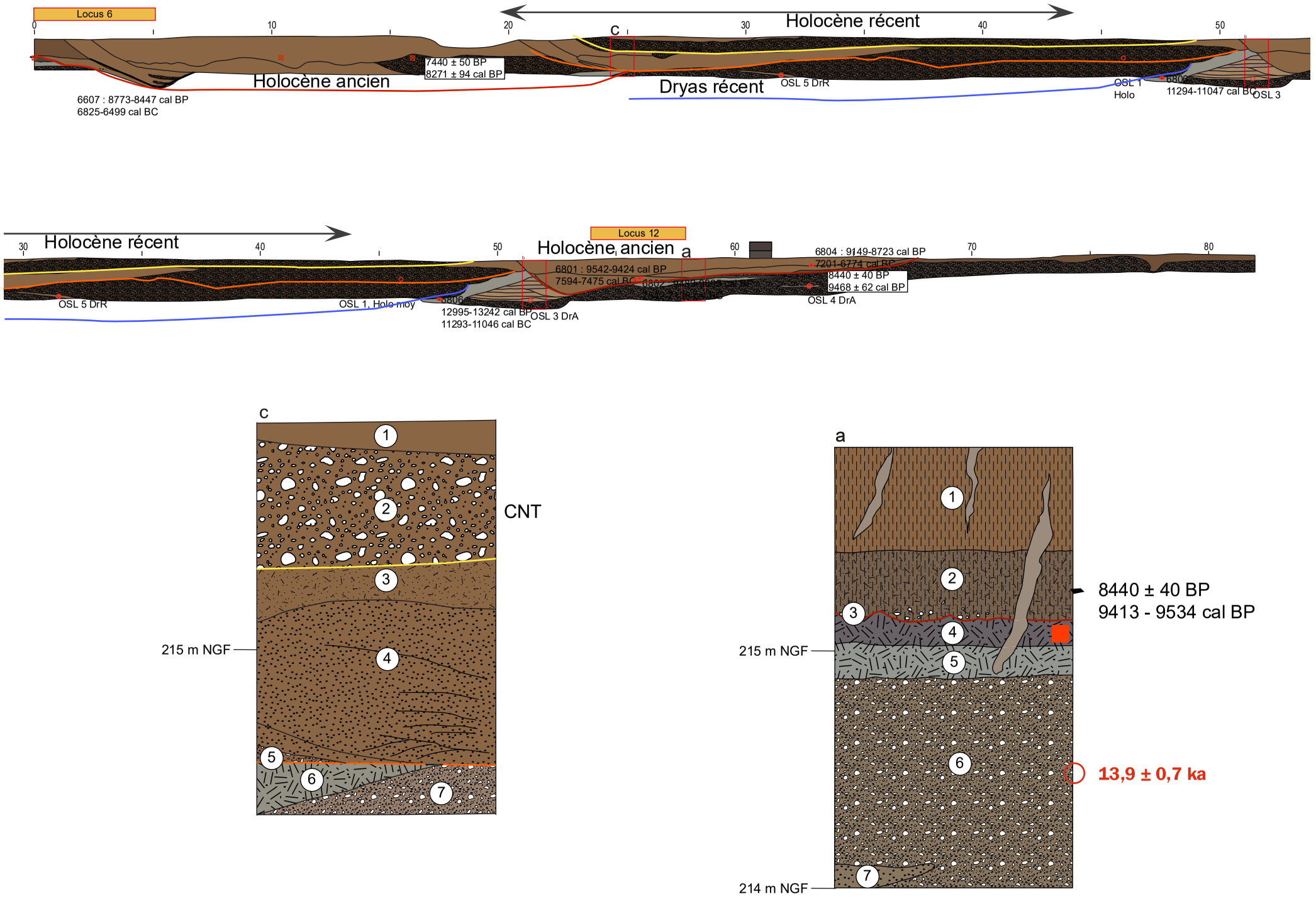

SO
NE
Locus 6
Holocène récent
Holocène ancien
Dryas récent
7440 ± 50 BP
8271 ± 94 cal BP
6607 : 8773-8447 cal BP
6825-6499 cal BC
OSL 5 DrR
OSL 1
Holo
11294-11047 cal BC
OSL 3
Holocène récent
Locus 12
Holocène ancien
6801 : 9542-9424 cal BP
7594-7475 cal BC
6804 : 9149-8723 cal BP
7201-6774 cal BC
8440 ± 40 BP
9468 ± 62 cal BP
OSL 4 DrA
OSL 5 DrR
OSL 1, Holo moy
12995-13242 cal BP
11293-11046 cal BC
OSL 3 DrA
c
CNT
215 m NGF
a
8440 ± 40 BP
9413 - 9534 cal BP
215 m NGF
13,9 ± 0,7 ka
214 m NGF



Fig. 219 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 4, vue des dépôts fins anciens avec le vertisol.

Profil	Unité	Épaisseur	Description	Age
a	1	0,43 m	Limons argileux, brun orangé hétérogène, nodules d'oxydes de manganèse diffus, langues plus claires dont les bords sont soulignés par des oxydations diffuses.	
a	2	0,27 m	Sables moyens et argiles, brun, structure massive à prismatique, quelques charbons	cal BP 9406 : cal BP 9531
a	3	0,05 m	Poches de galets (1 à 2 cm de diamètre moyen), matrice sablo-argileuse brune	
a	4	0,12 m	Argiles gris sombre, faces luisantes (slickensides), oxydes de manganèse diffus	
a	5	0,14 m	Argiles gris vert, concrétions calcaires (0,5 mm de diamètre), nodules d'oxydes de fer (1 à 2 mm de diamètre)	
a	6	Base non atteinte	Galets vosgiens (2 à 3 cm de diamètre, 10 cm de diamètre maximum), matrice sablo-argileuse brune	13,9 ± 0,7 ka (OSL quartz)
a	7	0,1 m	Lentille de sables moyens à fins bruns dans 6	
c	1	0,13 m	Limons argileux brun gris, sombre en surface, structure prismatique à polyédrique	
c	2	0,44 m	Graviers vosgiens (2 à 3 cm de diamètre moyen, 6 cm de diamètre maximum), matrice sablo-argileuse brune, fragment de céramique non tournée néolithique ou protohistorique de plusieurs centimètres	
c	3	0,2 m	Limons argilo-sableux, brun gris, structure massive à prismatique, oxydes ferro-manganiques diffus	
c	4	0,68 m	Sables moyens à fins, structure litée	
c	5	Base non atteinte	Graviers vosgiens (2 à 3 cm de diamètre moyen, 6 cm de diamètre maximum), matrice sablo-argileuse brune	
c	6	Base non atteinte	Argiles gris bleu, liseré noir au sommet de l'unité	
c	7	Base non atteinte	Graviers vosgiens hétérométriques (3 à 11 cm de diamètre), matrice argilo-sableuse brune, oxydes de manganèses abondants au sommet de l'unité qui localement forment une croûte	

Tab. 63 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 4, unités rencontrées.

Côté nord-est, la troncature de ces niveaux est responsable d'une berge évasée. En contrebas, sur le bord du chenal, une succession de sables lités a été mise en évidence. Côté sud-ouest, la rupture est plus abrupte et plus franche (Fig. 218). Globalement, comme pour la coupe 5785, dans les limons argileux bruns, les limites sont difficiles à tracer précisément. Elles sont plus évidentes lorsque des graviers recoupent les formations fines. Mais les différentes formations grossières présentent toujours le même faciès, des galets vosgiens relativement hétérométriques compris dans une matrice sablo-argileuse brune avec quelques lentilles sableuses. Ainsi, séparer les différentes nappes alluviales grossières n'est pas un exercice évident. Elles se sont mises en place au moins en trois épisodes. Le plus ancien constitue l'encaissant du thalweg (Fig. 218, profil a, unité 6 et profil c, unité 7). Dans le thalweg, après un dépôt d'argiles gris bleu (profil c, unité 6) probablement équivalent des argiles gris bleu mises en évidence sur la berge (profil a, unité 5), un second dépôt de galets se met en place (profil c, unité 5). La succession stratigraphique se poursuit avec des sables moyens à fins lités (profil c, unité 4) et des limons argilo-sableux, brun gris avec une structure massive à prismatique et des oxydes ferro-manganiques diffus (profil c, unité 3). Un troisième ensemble de galets a livré un fragment de céramique non tournée néolithique ou protohistorique de plusieurs centimètres (profil c, unité 2). Le remblaiement du thalweg se termine par des limons argileux brun gris, sombres en surface, qui dessinent la trace observée en fond de fouille (profil c, unité1).

La coupe 016774 – 4 : âges radiocarbone

Sept charbons déterminés par Alexa Dufraisse (Muséum national d'Histoire naturelle) ont fait l'objet de datations radiocarbone (Tab. 64). Le premier est positionné sous le banc de graviers le plus ancien de la coupe. Les six autres ont été prélevés dans les dépôts postérieurs à la troncature du vertisol. Après calibration, le premier a livré un âge allerød. Cinq des âges obtenus dans les niveaux postérieurs au luvisol se situent dans le Boréal, alors que le dernier est du début de l'Atlantique.

Code laboratoire	Code terrain	Matériel	Date BP	Ecart-type	cal. BP (2 sigma)	Cal. BC (2 sigma)
Poz-112803	6608	Maloideae (0,6 mg C)	7440	50	cal BP 8172: cal BP 8375	cal BC 6426: cal BC 6223
Poz-112790	6805	Alnus or Corylus	8440	40	cal BP 9413: cal BP 9534	cal BC 7585: cal BC 7464
Poz-133897	6607	Qercus (0,2 mg C)	7820	50	cal BP 8447: cal BP 8773	cal BC 6824: cal BC 6498
Poz-133898	6801	Undeterminated, (0,6 mg C)	8480	50	cal BP 9424: cal BP 9542	cal BC 7593: cal BC 7475
Poz-133900	6802	Undeterminated (0,09 mg C)	8320	90	cal BP 9085: cal BP 9489	cal BC 7540: cal BC 7136
Poz-133901	6804	Undeterminated leafy (0,12 mg C)	8090	70	cal BP 8723: cal BP 9149	cal BC 7200: cal BC 6774
Poz-133902	6806	Undeterminated leafy (0,3 mg C)	11210	60	cal BP 12995: cal BP 13242	cal BV 11293: cal BC 11046

Tab. 64 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 4, âges radiocarbone (Tomasz Goslar/Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe, calibration d'après Reimer et al. 2020).

La coupe 016774 – 4 : âges OSL

Quatre échantillons ont fait l'objet de datations par luminescence stimulée optiquement de grains de quartz réalisées par Emmanuel Vartanian (laboratoire Re.S.Artes, Bordeaux). Le rapport d'analyse complet est restitué en annexes. Les points les plus importants sont repris ici.

« Pour les quatre échantillons, la distribution des mesures effectuées sur les grains de granulométrie comprise entre 100 et 150 µm n'est pas régulière. Deux causes peuvent être envisagées pour expliquer cela :
• Les prélèvements pourraient correspondre à un mélange de grains insolés à des moments différents et correspondant donc à des événements distincts.
• Plus vraisemblablement, nous serions en présence de mélanges de grains qui n'ont pas tous été parfaitement insolés avant leur recouvrement. S'agissant de dépôts torrentiels, leur exposition à la lumière solaire dans le passé a pu être incomplète.

Ne pouvant pas faire de sélection a priori des valeurs mesurées, nous avons considéré trois hypothèses de travail (Tab. 65, Tab. 66 et Tab. 67) :
• La première consiste à sélectionner les valeurs les plus faibles, pouvant correspondre aux grains les «plus insolés», même si cet ensemble de données n'est pas le plus représentatif de chaque série.
• La deuxième consiste à sélectionner les valeurs les plus probables, c'est-à-dire celles qui sont le mieux représentées au sein de chaque distribution statistique.
• Enfin, la troisième hypothèse a consisté à sélectionner les valeurs les plus élevées (hormis celles qui étaient manifestement trop éloignées de l'ensemble des données), correspondant donc soit aux grains les moins bien insolés, soit à des événements plus anciens. Là encore, cette sélection ne correspond pas aux mesures les mieux représentées dans la distribution statistique. »

« Quelques enseignements peuvent être tirés de ces ensembles de dates. Ainsi, nous pouvons remarquer que d'après l'hypothèse des âges les plus vieux, les résultats obtenus sont assez dispersés et ils ne suivent pas la stratigraphie. Par contre, les hypothèses considérant les âges les plus probables et les plus jeunes semblent donner des résultats plus cohérents, mais certains d'entre eux sont en désaccord avec l'organisation stratigraphique des dépôts. Il s'ensuit que nous devons considérer comme probable l'hypothèse d'une insolation incomplète des sédiments avant leur recouvrement, ce qui rend délicate l'exploitation de ces données. »

Dose d'irradiation naturelle mesurée pour chaque disque (Gy)

S220003 – OSL1			S220004 – OSL3			S220005 – OSL4			S22000 6 – OSL5		
+vieux	+probable	+jeune	+vieux	+probable	+jeune	+vieux	+probable	+jeune	+vieux	+probable	+jeune
26,1	26,1	26,1	33,4	33,4	33,4	26,6	26,6	26,6	32,2	32,2	32,2
35,5	35,5	35,5	34,9	34,9	34,9	28	28	28	32,6	32,6	32,6
38,2	38,2	38,2	35,4	35,4	35,4	30,5	30,5	30,5	32,8	32,8	32,8
53,8	53,8	53,8	35,9	35,9	35,9	30,8	30,8	30,8	33,2	33,2	33,2
54,5	54,5	54,5	36,8	36,8	36,8	31,7	31,7	31,7	36,1	36,1	36,1
57	57	57	36,8	36,8	36,8	33,7	33,7	33,7	37,2	37,2	37,2
58,6	58,6	58,6	37,4	37,4	37,4	34,1	34,1	34,1	37,2	37,2	37,2
62,8	62,8	62,8	39,7	39,7	39,7	34,9	34,9	34,9	38,5	38,5	38,5
64,5	64,5	64,5	39,8	39,8	39,8	36,4	36,4	36,4	38,7	38,7	38,7
68,1	68,1	68,1	40,1	40,1	40,1	36,5	36,5	36,5	38,7	38,7	38,7
73	73	73	40,7	40,7	40,7	37,6	37,6	37,6	38,7	38,7	38,7
86,4	86,4	86,4	40,7	40,7	40,7	37,7	37,7	37,7	39	39	39
94,5	94,5	94,5	42,7	42,7	42,7	38	38	38	39	39	39
113,2	113,2	113,2	43,7	43,7	43,7	39,2	39,2	39,2	39,1	39,1	39,1
118,8	118,8	118,8	44,1	44,1	44,1	41	41	41	39,9	39,9	39,9
119,4	119,4	119,4	44,1	44,1	44,1	42,6	42,6	42,6	40,1	40,1	40,1
155,1	155,1	155,1	44,5	44,5	44,5	46,6	46,6	46,6	40,4	40,4	40,4
182,6	182,6	182,6	46,2	46,2	46,2	47,2	47,2	47,2	41	41	41

Tab. 65 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4, doses d'irradiation naturelle des quatre échantillons datés, en distinguant celles retenues en fonction des trois hypothèses de travail (document E. Vartanian).

	Doses (mGy/an)			
	S220003 - OSL1	S220004 - OSL3	S220005 - OSL4	S22 0006 - OSL5
U(U^{238})	0,115 ± 0,018	0,049 ± 0,009	0,048 ± 0,009	0,067 ± 0,019
U(Ra^{226})	0,964 ± 0,110	0,463 ± 0,058	0,369 ± 0,046	0,556 ± 0,109
U^{235}	0,029 ± 0,009	0,004 ± 0,005	0,010 ± 0,009	0,022 ± 0,013
Th	0,995 ± 0,045	0,475 ± 0,031	0,515 ± 0,033	0,676 ± 0,062
K	2,344 ± 0,070	1,698 ± 0,057	1,509 ± 0,058	1,643 ± 0,099
Rb*	0,050 ± 0,005	0,034 ± 0,004	0,029 ± 0,003	0,032 ± 0,005
H2O (%) **	13 ± 1	7 ± 1	7 ± 1	10 ± 3,2
Dose annuelle matériaux	4,496 ± 0,153	2,722 ± 0,092	2,480 ± 0,087	2,997 ± 0,174

Tab. 66 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4, doses d'irradiation annuelles déterminées pour chaque échantillon (document E. Vartanian).

	S220003 – OSL1	S220004 – OSL3	S220005 – OSL4	S220006 – OSL5
Q_{nat} (Gy) +vieux	117,1 ± 1,6	44,2 ± 0,4	44,4 ± 1,3	39,4 ± 0,2
Q_{nat} (Gy) +probable	61,5 ± 2,3	42,0 ± 0,6	36,9 ± 0,7	38,8 ± 0,3
Q_{nat} (Gy) +jeune	33,3 ± 3,0	35,8 ± 0,5	29,5 ± 0,8	32,7 ± 0,2
$I_{matériaux}$ (mGy/an)	4,496 ± 0,153	2,722 ± 0,092	2,480 ± 0,087	2,997 ± 0,174
$I_{cosm.}$ (mGy/an)	0,177 ± 0,009	0,161 ± 0,008	0,170 ± 0,009	0,161 ± 0,008
I_{total} (mGy/an)	4,673 ± 0,154	2,883 ± 0,093	2,650 ± 0,088	3,159 ± 0,174
Age OSL (ans) – "plus vieux"	25 070 ± 1 170	15 340 ± 640	16 730 ± 1 050	12 460 ± 760
Intervalles de dates (Av. J.- C.) – plus vieux	[24 210 – 21 880]	[13 960 – 12 680]	[15 760 – 13 670]	[11 210 – 9 690]
Age OSL (ans) – plus probable	13 170 ± 910	14 570 ± 680	13 930 ± 720	12 290 ± 790
Intervalles de dates (Av. J.- C.) – plus probable	[12 060 – 10 240]	[13 230 – 11 880]	[12 630 – 11 190]	[11 060 – 9 490]
Age OSL (ans) – "plus jeune"	7 120 ± 870	12 420 ± 570	11 140 ± 690	10 350 ± 630
Intervalles de dates (Av. J.- C.) – plus jeune	[5 980 – 4 230]	[10 970 – 9 830]	[9 810 – 8 430]	[8 970 – 7 710]

Tab. 67 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4, âges obtenus par luminescence stimulée optiquement (document E. Vartanian).

Toutefois, les âges les plus probables des trois âges échantillons les plus anciens, les échantillons 3, 4 et 5, confirment l'âge tardiglaciaire des galets vosgiens les plus anciens et du thalweg. L'échantillon 1, le plus récent, qui a livré la fourchette la plus large des doses d'irradiation naturelle des grains est plus difficile à interpréter. La nature hétérométrique et argileuse de l'unité est le résultat d'un dépôt torrentiel boueux, vraisemblablement responsable d'un mauvais blanchiment. Dans cette perspective, le dépôt serait le produit du remaniement des formations tardiglaciaires encaissantes et il faudrait retenir l'âge le plus récent. Dans cette perspective, le dépôt pourrait être interprété comme le chenal des sables en périphérie du thalweg qui ont livré des âges radiocarbone du Boréal.

La coupe 016774 – 4 : minéralogie des argiles

Pour confirmer l'interprétation du paléosol sombre, interprété comme un vertisol et attribué au Tardiglaciaire ou au début de l'Holocène (profil a, unité 4) un échantillon a été analysé par Diffraction des Rayons X (*DRX*) par Laurent Caner Caner à l'Université de Poitiers (Fig. 220). **L'analyse de l'échantillon brut par diffraction sur poudre désorientée** a permis d'identifier les minéraux suivants (résultats extraits du rapport de L. Caner reproduit dans les annexes) :

« **Echantillon ENSI PSN coupe 4 130**

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :
• Albite
• Orthose
• Kaolinite
• Illite (mica)
• Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
• Chlorite (traces)
• Quartz

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La teneur en minéraux argileux 2:1 Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées est importante.

L'analyse de la fraction argileuse par diffraction sur lames orientées a permis d'identifier les minéraux argileux suivants :

Echantillon ENSI PSN coupe 4 130

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :
• Chlorite : pics à 14,18 Å, 7,07 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
• Illite (mica) : pics à 10,03 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
• Smectite : pic centré à 14,82 Å en AD qui se déplace vers 16,5 Å en EG
• Kaolinite : pics à 7,18 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
• Quartz
• Albite
• Orthose
• Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de smectite. Il contient quartz, de la calcite et des feldspaths. »

La forte proportion de smectites, des argiles gonflantes, mise en lumière par cette analyse confirme l'interprétation du vertisol basée sur les caractères de terrain et les lames minces. Les biotites, observées dans les lames minces de la coupe 5785, sont la principale source pour libérer des argiles d'altération dans les unités à partir

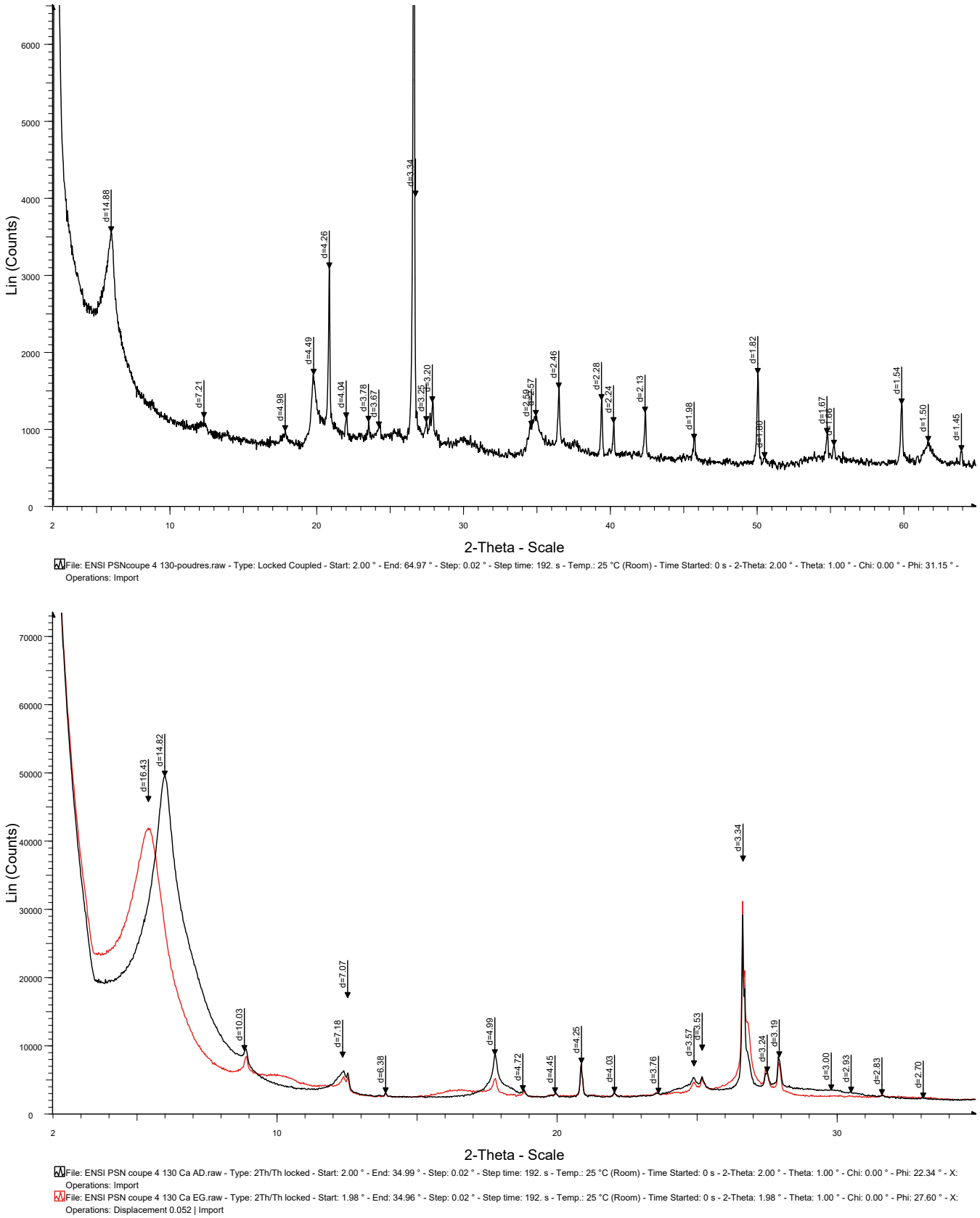


Fig. 220 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 4, courbes DRX (document Laurent Caner). La courbe de l'échantillon brut par diffraction sur poudre désorientée est présentée en haut. Celles de la fraction argileuse par diffraction sur lames orientées sont présentées en bas.

desquelles se développe ce sol. Or en contexte froid et humide ou en contexte tempéré, ces minéraux libèrent de la vermiculite et de la chlorite (Seddoh et Pédro 1974). Des conditions plus chaudes et un mauvais drainage sont nécessaires pour former de la smectite (Novikoff et al. 1972). Sa présence en abondance dans le vertisol du Reguisheim s'explique donc par l'érosion de sols ou d'altérites tertiaires, relativement étendus au pied de Vosges (Ménillet 2019).

La coupe 016774 - 4 : synthèse

Cette troisième coupe a permis de révéler la teneur importante en smectites du second paléosol, très sombre et interprété comme un vertisol. Elle contribue également à l'élaboration d'un cadre chronologique avec un fragment de céramique protohistorique et onze datations numériques. Cinq des sept datations radiocarbone mettent en lumière une activité fluviatile du début de l'Holocène, au Boréal. Ce cadre chronologique demande toutefois à être renforcé. L'exercice est compliqué par la difficulté à définir les différentes nappes alluviales, du fait de faciès identiques du Tardiglaciaire à l'Holocène. Il n'est pas facilité non plus par la distribution très large des doses d'irradiation naturelle mesurées ni, plus globalement, par le comportement lumineux des sédiments vosgiens.

7.2.4 Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » - Coupe 016774 - 7

La coupe 016774 -7 : succession stratigraphique

La coupe 016774-7 a été implantée au nord de la coupe 016774-4. Elle est orientée est-ouest et son extrémité orientale se situe dans la terrasse rhénane weichselienne (Fig. 221 et Fig. 222). La succession stratigraphique mise au jour est identique à celles mises au jour dans les tranchées 5983, 5785 et 016774-4. Elle s'en démarque toutefois par la présence d'un banc de galets vosgiens (unité 5, Fig. 221, Fig. 223 et Tab. 68) intercalé entre les sables pédogénétisés de la base et le vertisol. Par ailleurs, les bancs de graviers postérieurs à ce dernier et contenant des fragments de céramique non tournée sont absents.

L'intérêt de la coupe réside dans la présence de micro-charbons dans les sables de la base. Ils ont été utilisés pour mieux contraindre la chronologie de la séquence.



Fig. 222 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 7 , vue de l'emboîtement des alluvions vosgiennes dans le cône rhénan de la *Hardt*.

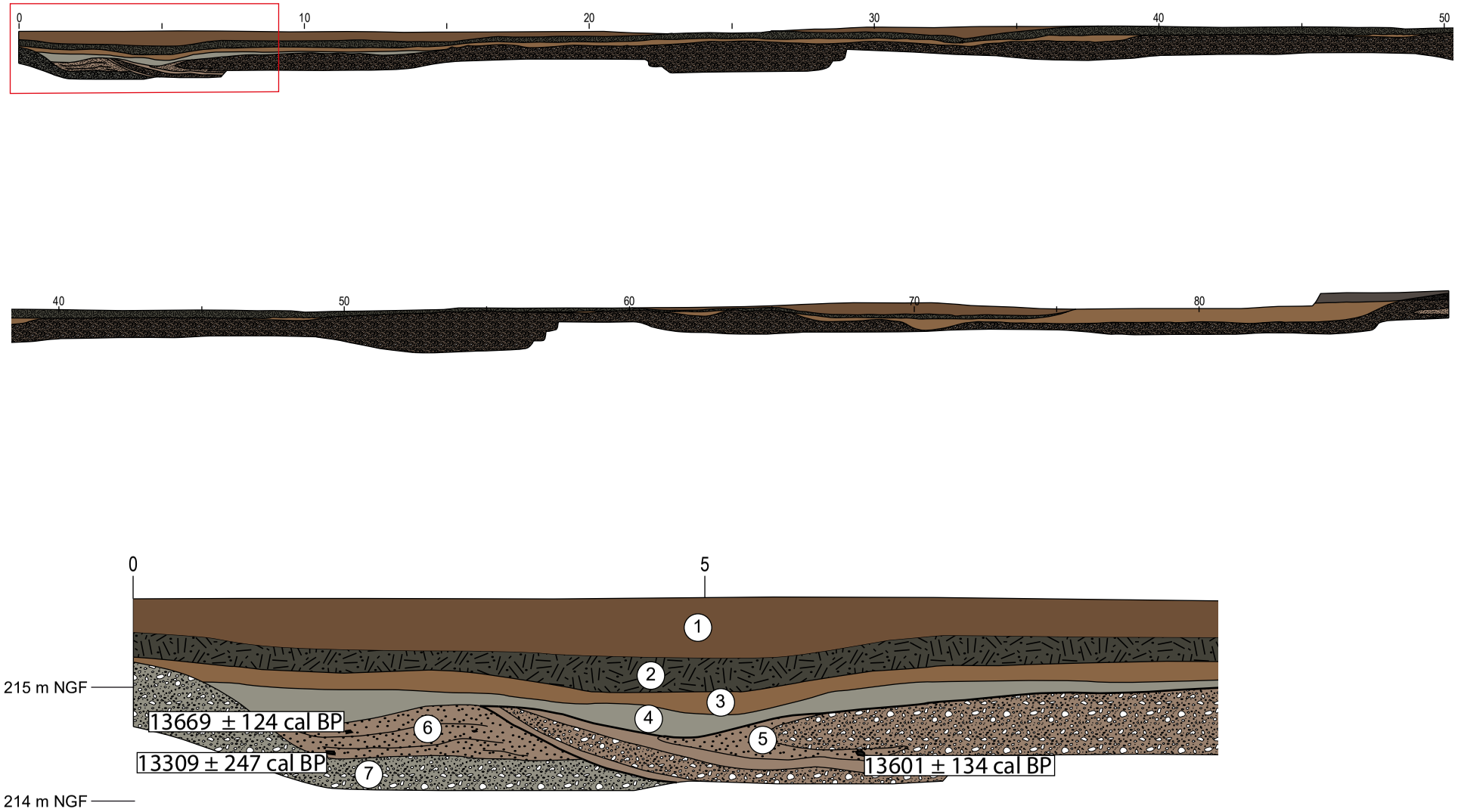


Fig. 221 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 7.



Fig. 223 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 7, vue des sables bruns pédogénétisés de la base de la séquence

Profil	Unité	Épaisseur	Description	Ensemble	Age 14C cal. BP (95,4%)
a	1	0,48 m	Limons argileux, brun orangé hétérogène, nodules d'oxydes de manganèse diffus, langues plus claires dont les bords sont soulignés par des oxydations diffuses.		
a	2	0,27 m	Limons très argileux gris sombre, structure prismatique ; latéralement, l'unité devient plus argileuse et présente des faces luisantes	LaNo	
a	3	0,18 m	Limons argileux, beige jaune		
a	4	0,21 m	Limons argilo-sableux, gris		
a	5	Base non atteinte	Galets vosgiens (1 à 2 cm de diamètre, 10 cm de diamètre maximum), matrice sablo-argileuse brune et lits sableux		
a	6	0,44 m	Lits de sables moyens brun rose et limons blancs, chenaux et cavités biologiques	SmBio	cal BP 13467: cal BP 13736
					cal BP 13545: cal BP 13794
					cal BP 13062: cal BP 13556
a	7	Base non atteinte	Galets (2 à 4 cm de diamètre, 12 cm de diamètre maximum), matrice sableuse gris claire		

Tab. 68 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 7, description des unités mises au jour.

La coupe 016774 - 7 : âges radiocarbone

Cinq charbons ont été prélevés pour conforter la chronologie des sables à la base des dépôts fins (Tab. 69). Alexa Dufraisse (MNHN) a tenté de les déterminer. Il s'agit de feuillus. Très altérés, il n'a pas été possible d'en identifier le genre. Seul l'échantillon 6843 présente des caractères morphologiques identifiables. Mais ses caractères peuvent évoquer aussi bien l'aulne que le noisetier.

Code laboratoire	Code terrain	Matériel	Date BP	Ecart-type	cal. BP (95,4%)	Cal. BC (95,4%)
Poz-112813	6843	Alnus or Corylus (0,5 mg C)	11770	60	cal BP 13500: cal BP 13765	
Poz-112804	6844	Undeterminated leafy	11860	60	cal BP 13585: cal BP 13807	
Poz-112789	6846	Undeterminated leafy (0,06 mg C)	11450	140	cal BP 13097: cal BP 13521	
Poz-123111	6842	Undeterminated (0,17 mg C)	10030	80	cal BP 11269: cal BP 11814	
Poz-123112	6847	Undeterminated leafy (0,3 mg C)	8730	60	cal BP 9542: cal BP 9908]	

Tab. 69 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 7, datations radiocarbones obtenues (calibration d'après Reimer et al. 2020).

Tomasz Goslar (Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe) a réalisé cinq datations. D'après lui, la faible quantité de carbone de l'échantillon 6842, un très petit charbon, est probablement due à l'origine d'une sous-estimation importante de l'âge. 6847 a également livré un âge jeune ; suite à une erreur de traitement la datation a été réalisée sur le carbone organique total contenant des acides humiques qui ont rajeuni l'âge obtenu. Au final, seuls les échantillons 6843, 6844 et 6846 ont livré des âges exploitables situés au Bölling.

La coupe 016774 - 7 : synthèse

La coupe 016774 - 7 permet ainsi d'attribuer les sables et le paléosol à la première partie du Tardiglaciaire et a mis en évidence un chenal intercalé entre ce paléosol et le vertisol postérieur. Elle participe également à mieux définir l'extension des dépôts grossiers holocènes, absents dans cette portion de la plaine.

7.2.5 Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », Synthèse

La topographie peu différenciée, nivelée par les dépôts les plus récents et marquée par des rideaux de culture, la répétition de faciès identiques depuis 16 ka et la pédogénèse marquée qui complique la lecture des contacts stratigraphiques constituent des obstacles importants pour restituer la trajectoire tardiglaciaire et holocène de la plaine de l'Ill à Ensisheim. À cela s'ajoutent les difficultés à exploiter les datations par luminescence stimulée optiquement obtenues dans les sédiments vosgiens du fait de la qualité médiocre de leurs propriétés luminescentes. Malgré tout, quatre grandes phases ont pu être mises en évidence (Fig. 224) :

I/ La migration et l'incision du Rhin sont mises en évidence par des limons de débordement beige calcaires fossilisant d'anciens chenaux à la surface de la terminaison occidentale du cône de la *Hardt* et ayant livré un âge de 16 ka ;

II/ Après une incision de près de deux mètres de profondeur depuis le haut du cône de la *Hardt* par les cours d'eau vosgiens, des dépôts de galets vosgiens se mettent en place et ont livré des âges contemporains de ceux des limons de débordement rhénans présents à la surface des alluvions rhénanes ;

III/ Des dépôts fins, sableux puis limoneux et argileux, se déposent dans la paléotopographie façonnée par les dépôts vosgiens ; les charbons présents dans les sables à la base de cette séquence ont livré des âges radiocar-

bone autour de 13 500 cal BP ; trois paléosols ont été mis en évidence entrecoupés de phases d'alluvionnement, avec localement des petits chenaux dans lesquels transitent des sables et des galets ;

IV/ Au moins trois nappes de graviers hétérométriques compris dans une matrice sablo-argileuse et évoluant latéralement en sables remblaient certains chenaux hérités de la phase II au Dryas récent, au Boréal et à l'Holocène récent.

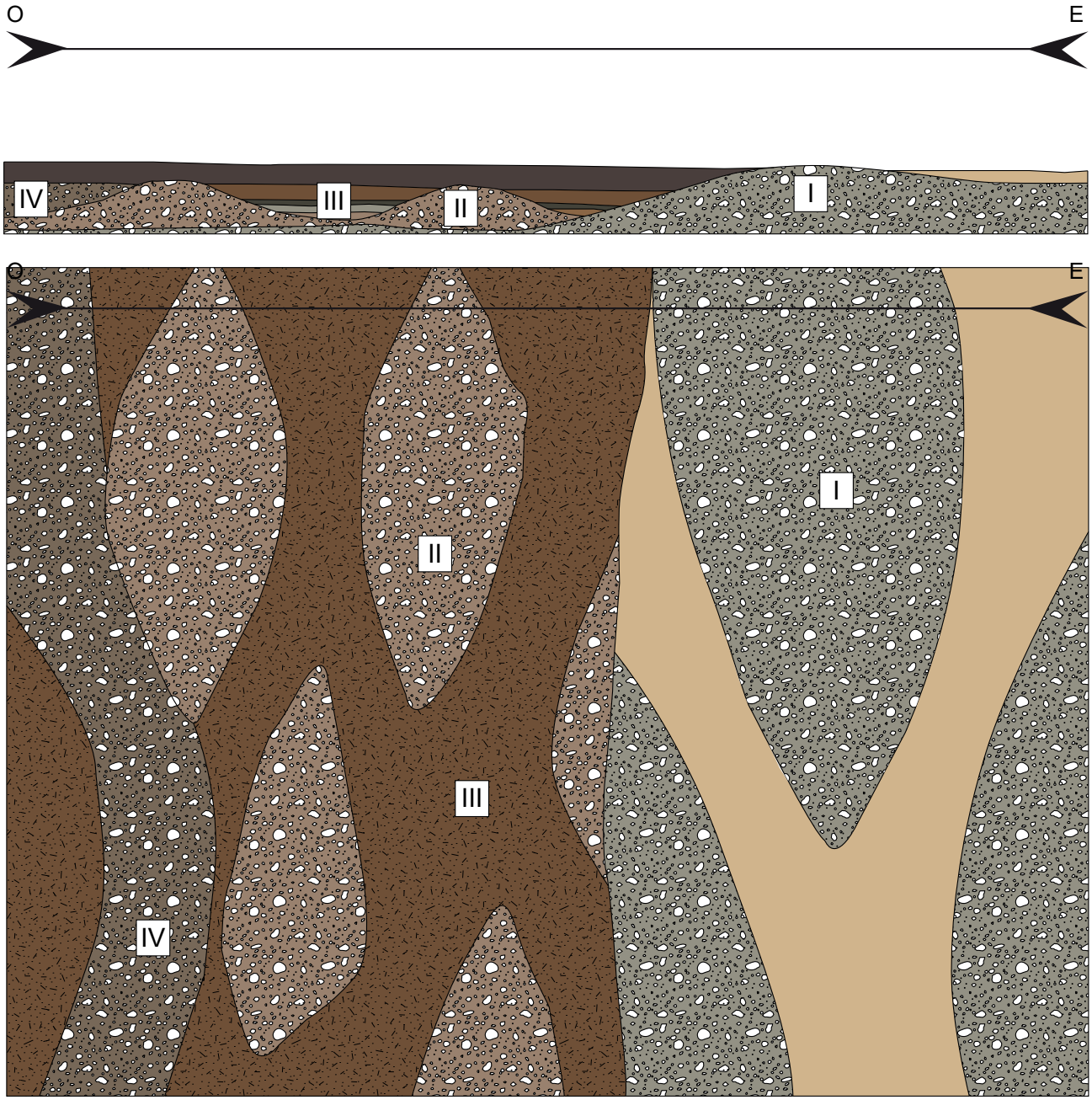


Fig. 224 : Schéma de l'évolution de la plaine de l'Ill à Ensisheim « *Reguisheimerfeld* ».

La phase I a déjà été discutée dans le chapitre 6. Les galets mis en place durant la phase II ont été peu sondés. L'altitude de leur toit qui varie d'une tranchée à l'autre et la géométrie des lits de sables observée sur une courte portion de la coupe 5943 suggèrent la présence de barres de chenal qui vont conditionner les dépôts postérieurs.

Les dépôts grossiers de la phase II sont rapidement suivis par la première génération de sables de la phase III, qui suggèrent une baisse du débit et probablement une migration et une incision de l'Ill. Ces dépôts renferment plusieurs charbons de feuillus ayant livré des âges du Bølling. Ces restes indiquent l'existence de boisements dès le début du Tardiglaciaire et probablement l'existence de refuges pour la végétation durant le dernier maximum glaciaire. Ceci rejoint les conclusions de Stéphanie Goepp sur la base de la pédoanthracologie des hautes chaumes vosgiennes (Goepp 2007). Ces dépôts sableux font l'objet d'une pédogénèse matérialisée par des cavités biologiques et des revêtements argileux qui rappellent la phase d'illuviation précoce mise en lumière par la micromorphologie des sols développés sur les loess du dernier maximum glaciaire (chapitre 3). Ils sont suivis par des limons et des argiles qui évoquent des dépôts de plaine d'inondation. Dans la coupe 016774 – 7, ils surmontent un banc de galets les séparant du paléosol sableux. Ils semblent toutefois en relation avec un chenal incisé et probablement relativement éloigné. Un vertisol coiffe ces dépôts. Les conditions relativement froides et/ou tempérées dans lesquelles il s'est développé excluent la néoformation in situ des smectites mises en évidence par DRX. Il s'agit donc d'un héritage depuis le bassin versant qui a fourni le matériau parental. En Allemagne, en Franconie, un complexe de paléo-vertisols composé de smectites, de kaolinite et, dans une moindre mesure, d'illite, épais de 4 à 5 m a été décrit au sommet du Trias. Il est interprété comme une plaine de piémont en contrebas d'un arrière-pays montagneux dans un contexte de climat sub-tropical à tropical (Schirmer 2020), des conditions qui ont été réunies en Alsace à plusieurs reprises depuis la formation du Fossé rhénan. Dans la région, la smectite est présente dans les marnes du Rupélien supérieur et moyen (Oligocène inférieur, Sittler, 1979). La source est donc à chercher dans le Sundgau ou dans les piémonts vosgiens. Des vertisols ont été décrits sous presque toutes les latitudes. Certains d'entre eux ont même été décrits dans le sud de la Sibérie. Il s'agit ici de sols récents développés à partir de matériaux lacustres et alluviaux paléogène et néogène riches en smectites. Ils sont localisés sur des versants exposés au sud, des contextes topographiques bien drainés. Leur développement a été rapide malgré la présence d'un permafrost en profondeur (Kovda et al. 2017). A Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », le vertisol est recouvert au cours du Boréal par des alluvions fines dont la nature minéralogique des argiles n'est pas radicalement différente. Le troisième paléosol qui se développe à partir de ces matériaux est toutefois caractérisé par un horizon BT de luvisol traduisant un meilleur drainage. Les vestiges lithiques mésolithiques ont été découverts au sein de cet horizon. Ils sont peu dilatés, mais localement, plusieurs niveaux archéologiques peuvent être individualisés ce qui traduit le dépôt d'alluvions fines au cours du Mésolithique, ainsi qu'une faible bioturbation. L'illuviation argileuse est postérieure.

Les dépôts torrentiels incluant plusieurs nappes de galets de la phase IV recoupent l'horizon BT dans les coupes 5943 et 5785. Dans la coupe 016774 – 4, le contact est moins évident et les datations radiocarbone indiquant une activité fluviatile, au Boréal. Cette activité fluviatile tranche avec les résultats obtenus dans la plaine du Rhin à Weyersheim (chapitre 6) où des argiles organiques et des limons beiges à jaunes avec des concrétions calcaires d'origine racinaire témoignent pour la période d'une phase d'exondation de la plaine et de pédogénèse, tout comme dans le nord du Fossé rhénan et dans le Bassin parisien, caractérisés par des bas niveaux phréatiques (Bos et al. 2008 ; Pastre et al. 2014). L'augmentation de la torrentialité au cours du Subatlantique, à partir du premier âge du Fer, est en revanche un phénomène observé dans toute l'Europe, du domaine océanique aux milieux méditerranéens (e. g. Allée, Lespez 2006).

Au final, même si la chronologie de ces quatre grandes phases demande encore à être précisée, les coupes et les données exposées ici éclairent un secteur à la topographie peu différenciée, dont les différentes cartes géologiques donnent des lectures contradictoires et pour lequel le Tardiglaciaire et l'Holocène n'avaient jamais été documentés. Il est maintenant nécessaire de vérifier l'extension du dispositif morphosédimentaire mis en évidence à Ensisheim « *Reguisheimerfeld* ».

7.3. Horbourg-Wihr

En amont, d'Horbourg, la Vieille-Thur et la Lauch confluent et la pente amont-aval de l'Ill s'accentue légèrement. Ill et Vieille-Thur ont ainsi une altitude similaire à hauteur d'Horbourg où elles se rejoignent. Par ailleurs, située à hauteur de la terminaison nord du cône de la *Hardt*, la vallée de l'Ill s'élargit ici considérablement. Ces conditions auraient été favorables au dépôt et à la conservation d'une vaste étendue de limons de débordement subatlantiques qui ont fossilisé un paléosol attribué à l'Atlantique ou au Subboréal (Hirth 1971).

Les opérations archéologiques menées dans l'agglomération d'Horbourg-Wihr depuis la publication de Hirth (1971) ont confirmé l'attribution post-antique des limons de débordement (Fuchs 1996). Deux d'entre elles ont mis au jour des éléments de datation tardiglaciaires. Rue des Antonins, autour de 185,25 m NGF, une unité de tourbes et de bois sur les galets rhénans a ainsi livré un âge de 12 080 ± 60 BP (Gf 32049). Elle est recouverte par des sables moyens à grossiers bien triés, argileux à la base, gris blanc, interprétés comme le comblement d'un chenal. Rue de Bretagne, autour de 185 m NGF, sur les galets rhénans, à la base d'alluvions sableuses jaunes pâles, un bois a été daté 11 100 ± 50 BP (Poz 52822, Ertlen, Schneider 2018). Si ces éléments sont précieux, ils restent trop isolés et l'interprétation des limons de débordement comme des comblements de paléochenaux n'est pas démontrée. Surtout, ils ne représentent qu'une fenêtre temporelle réduite. L'ensemble des données accessibles à Horbourg demande donc à être examiné.

La fouille programmée menée 50 Grand Rue constitue le pivot du réexamen des dynamiques alluviales depuis la fin du Pléistocène supérieur à Horbourg. Sa malacofaune a été étudiée par Salomé Granai (LGP Meudon et Geoarchéon) (Roth-Zehner et al. 2019). Sa chronologie est supportée par la position des niveaux archéologiques antiques et confortée par une datation radiocarbone sur coquille de mollusque. Les nombreux diagnostics archéologiques répartis dans la commune permettent quant à eux d'embrasser la variabilité pédosédimentaire au sein de l'agglomération (Fig. 225). Ils ont été l'occasion de prélèvements pour trois nouvelles datations OSL qui peuvent être mises en perspective avec les datations radiocarbone déjà réalisées.

7.3.1 Horbourg-Wihr « 50 Grand Rue »

Au 50 Grand Rue, des galets rhénans de 2 à 3 cm de diamètre avec des éléments pouvant atteindre 6 cm et une matrice sableuse grise (unité 7, Fig. 226, Fig. 227 et Tab. 70) constituent la base de la séquence. Leur toit présente des ondulations de quelques décimètres. Dans les points bas, ils sont recouverts par des sables fins limono-argileux, jaune hétérogène avec des plages plus claires, des oxydes ferro-manganiques diffus ocres et des concrétions carbonatées millimétriques (unité 6). Un horizon de limons argileux gris noir avec une structure pédologique marquée et de nombreuses coquilles de mollusques (unité 5) se développent à partir de ces dépôts. Il est recouvert par des matériaux similaires, mais dont la structure pédologique est plus massive et qui contiennent des galets et des oxydes ferro-manganiques diffus verdâtres. La séquence se poursuit avec un complexe de niveaux archéologiques entrecoupés de creusements datés du milieu du I^{e} siècle au début du Ve siècle de notre ère (unité 3) et se termine avec une unité de limons légèrement sableux beige (unité 2). Un niveau intensément compacté et des fragments de mortier et de céramique moderne sont interstratifiés dans l'unité, respectivement à l'est et au nord de la fouille (Roth-Zehner et al. 2016). Un horizon sombre avec de nombreuses racines s'est développé au sommet de la séquence (unité 1).

Les galets à la base du profil (unité 7) présentent les caractères d'alluvions rhénanes. Sur la base de la profondeur limitée du seul profil, il est difficile de restituer le style fluvial responsable de l'unité et d'en proposer un âge. Les sables limono-argileux jaunes (unité 6) sont interprétés comme des dépôts de plaine d'inondation à proximité d'un paléochenal. Les plages éclaircies et les oxydations ferro-manganiques de l'unité 6, ainsi que la structure pédologique et la couleur de l'unité 5, sont les caractères d'un sol développé en contexte hydromorphe et soumis à des variations saisonnières d'humectation et de dessiccation. La structure massive et les inclusions de galets et de terre cuite de l'unité 4, au sommet de ce sol, témoignent de l'apport de matériaux et



Fig. 225 : Horbourg-Wihr, localisation des profils présentés dans la thèse.

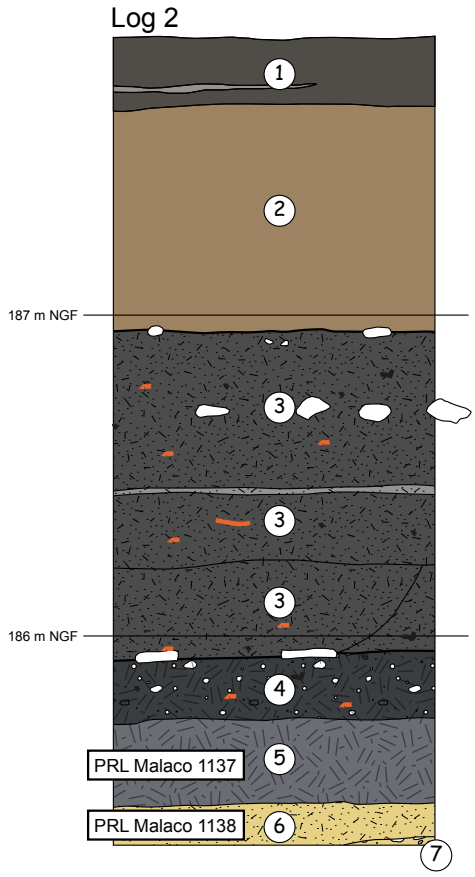


Fig. 226 : Horbourg-Wihr «50 Grand Rue», succession stratigraphique du profil 2 du 50 Grand Rue.



Fig. 227 : Horbourg-Wihr «50 Grand Rue», vue du profil 2 du 50 Grand Rue.



Fig. 228 : Horbourg-Wihr «50 Grand Rue», vue de détail de l'unité 2 du profil 4 avec interstratification d'un horizon piétiné.

de la compaction du sommet du sol, préalablement à la mise en place des niveaux archéologiques de l'unité 3. Enfin, les limons beiges de l'unité 2 peuvent évoquer les limons de débordements décrits par Hirth (1975). Le niveau compacté mis au jour dans l'unité (Fig. 228) présente toutefois les traits de remblais limoneux intensément piétinés. Sa mise en évidence, ainsi que la découverte de fragments de mortier et de céramique moderne attestent donc son origine anthropique, liée à deux phases de remblais remaniant des maçonneries en terre.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,2 m	Limons argilo-sableux, brun gris sombre, nombreuses racines vivantes
2	0,7 m	Limons légèrement sableux, beige, structure massive très bioturbée
3	1 m	Plusieurs horizons et remplissage d'une structure en creux, limons argilo-sableux, gris sombre, structure massive à polyédrique, mobiliers antiques (milieu le siècle jusqu'au début du Ve siècle)
4	0,20 m	Limons très argileux, gris sombre, inclusions de galets, oxydes ferro-manganiques diffus verdâtres
5	0,26 m	Limons très argileux, gris noir, coquilles de mollusques, structure prismatique bioturbée, PRL malacologique
6	0,14 m	Sables fins limono-argileux, jaune hétérogène (tâches éclaircies), oxydes ferro-manganiques diffus ocres, concrétions carbonatées millimétriques, PRL malacologique
7	Base non atteinte	Galets (2 à 3 cm de diamètre moyen, 5 à 6 cm de diamètre maximum, cortège pétrographique plutôt d'influence rhénane), matrice sableuse (sables fins à moyens) grise

Tab. 70 : Horbourg-Wihr «50 Grand Rue», description des unités rencontrées.

Pour préciser les conditions environnementales préalables aux occupations antiques, une étude malacologique des unités 6 et 5 a été réalisée par Salomé Granai. Elle a mis en évidence un environnement ouvert et relativement sec (Roth-Zehner et al. 2018), dans un sol qui présente pourtant des caractères de terrain d'engorgement saisonnier répétés. Elle a été complétée par un second échantillonnage plus serré, couplé à des prélèvements dans les zones humides actuelles du Grand Ried (Granai 2020). Ces résultats ont confirmé les premières conclusions environnementales (Roth-Zehner et al. 2019). Pour expliquer la contradiction entre les caractères de terrain et les résultats malacologiques, une remontée phréatique et une pédogénèse postérieures au dépôt des sédiments des unités 6 et 5 et à leur colonisation par les mollusques paraît l'hypothèse la plus simple. L'absence de coquilles de milieux humides dans le paléosol peut s'expliquer par un remaniement et/ou une troncature de son sommet avant l'installation des niveaux archéologiques antiques, les unités 4 et 3.

Pour approcher la chronologie de la remontée phréatique, des coquilles de *Succinella oblonga* prélevées dans l'unité 5 ont été datées via un projet ARTEMIS (campagne INSU de juillet 2018) élaboré dans le cadre du programme EscarGO financé par l'Université Paris 1 et dirigé par Nicole Limondin-Lozouet (CNRS/LGP). Le lot daté peut correspondre à plusieurs générations de mollusques, sans qu'il soit possible de préciser le laps de temps représenté (un siècle ? un millénaire ?). L'âge obtenu est donc un âge moyen, environ 4000 ans avant l'occupation du site à l'Antiquité (Tab. 71). Ce long intervalle entre l'âge des coquilles et les niveaux antiques est largement suffisant pour placer une remontée du niveau phréatique susceptible d'avoir influé sur la pédogénèse de la plaine alluviale.

Code laboratoire	Matériel	Date BP	Ecart-type	cal. BP (95,4%)	Cal. BC (95,4%)
SacA-54547	Coquilles (Succinella oblonga)	5005	30	[cal BP 5605: cal BP 5627] 0,043133 ; [cal BP 5651: cal BP 5764] 0,647548 ; [cal BP 5809: cal BP 5893] 0,30932	[cal BC 3944: cal BC 3860] 0,30932 ; [cal BC 3815: cal BC 3702] 0,647548 ; [cal BC 3678: cal BC 3656] 0,043133

Tab. 71 : Horbourg-Wihr «50 Grand Rue», âge obtenu dans l'unité 5 (calibration d'après Reimer et al. 2020).

7.3.2 Horbourg-Wihr : observations complémentaires

Deux fouilles archéologiques, dont les études géomorphologiques et micromorphologiques ont été réalisées par Thomas Vigreux, Nathalie Schneider et Cristiano Nicosia (Flotté et al. 2012 ; Alberti 2015) et des profils levés lors de cinq diagnostics archéologiques récents (Higelin et al. 2016 ; Bolly et al. 2017 ; Schneikert et al. 2017a ; 2017b ; 2018) complètent les observations réalisées 50 Grand Rue (Fig. 229, Fig. 230 et Fig. 231).

Le faible relief au sein de l'agglomération est l'un des caractères principaux d'Horbourg (Fig. 229), sauf au Kreuzfeld, situé un peu plus d'1 mètre en contrebas. Les niveaux antiques et médiévaux ont modifié la topographie, mais de façon relativement limitée, principalement dans le centre de l'agglomération, autour du *castellum*.

Les graviers à la base des séquences apparaissent vers 185,5 et 186 m NGF. Ils peuvent être classés en trois catégories. Au Kreuzfeld, ils ont 4 à 5 cm de diamètre moyen, comprennent de nombreux éléments calcaires jurassiques, sont pris dans une matrice sableuse et blanchâtre et leur sommet présente un encroûtement calcaire. Au 22-24 Grand Rue, ils présentent le même cortège pétrographique, mais se distinguent par leur matrice limono-argilo-sableuse gris sombre, plus riche en matière organique. Au 19 Grand Rue, à proximité du cours actuel de l'Ill, mais aussi au 4 rue de Mulhouse, ils présentent un diamètre moyen de 2 cm ; le cortège pétrographique observé, qui comprend du grès, des calcaires oligocènes et des gneiss, est essentiellement vosgien et la matrice est limono-argileuse gris jaune. Ces trois variétés de galets sont liées à des dynamiques et probablement à des âges différents. Ainsi, les dépôts du Kreuzfeld évoquent les alluvions pleistocènes de la *Hardt* décrites dans notre chapitre précédent. La matrice sombre et organique du 22-24 Grand Rue est caractéristique d'un dépôt interglaciaire. Plus petits et enrichis de matériaux vosgiens, les graviers de la Rue de Mulhouse et du 19 Grand Rue sont des dépôts vosgiens, postérieurs à la migration et à l'incision du cône de la *Hardt* au Tardiglaciaire, comme nous l'avons montré dans le chapitre 6.





Fig. 230 : Horbourg-Wihr «1 et 3 rue des écoles», vue du paléosol hydromorphe fossilisé par des remblais romains (galets).

Fig. 231 : Horbourg-Wihr « Bord de l'Ill », vue du niveau d'occupation antique au sommet de l'unité 6005 (Schneikert et al. 2018).

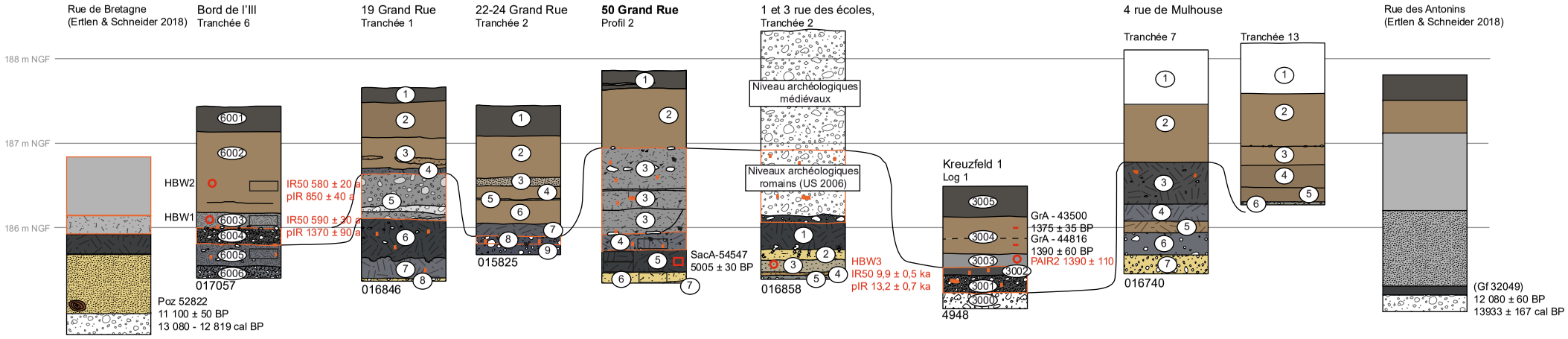


Fig. 229 : Successions stratigraphiques d'Horbourg-Wihr. Les unités antiques (I à Ve siècle de notre ère) sont entourées d'un trait orange. **017057** : 6001 : limons, brun gris sombre ; 6002 : limons beiges ; 6003 : limons argileux, gris beige, structure prismatique à polyédrique bioturbée ; 6004 : limons argileux, gris sombre, structure prismatique bioturbée ; concentrations de galets et de fragments de terre cuite au sommet de l'unité ; clochette (Ie-IVe siècle de notre ère) et grosse coquille entière (3 cm de diamètre) à la base de l'unité/au sommet de 6005 (Schneikert et al. 2018) ; 6005 : limons argileux, gris, galets et fragment de céramique non tournée ; 6006 : galets hétérométriques (2 à 3 cm de diamètre moyen, 5 à 8 cm de diamètre maximum), matrice limono-argileuse grise. **016846** : 1 : limons, brun, structure polyédrique à grumeleuse ; 2 : limons, brun beige, structure polyédrique à grumeleuse ; 3 : limons légèrement sableux, beige pâle, lentilles sableuses (quartz et micas principalement) centimétriques ; 4 : limons argileux, gris, présence de deux monnaies du IVe siècle (Schneikert et al. 2017b) ; 5 : aménagements liés à une voie antique (Schneikert et al. 2017b) ; 6 : limons argileux, noir, quelques galets dans la moitié supérieure, structure massive à prismatique, deux fragments de céramique non tournée ; 7 : limons argileux, gris bleu clair, présence d'un fragment de céramique non tournée, quelques granules calcaires évoquant des oncolithes (autour de 2 à 3 mm de diamètre) ; 8 : graviers (2 cm de diamètre moyen, grès, marno-calcaire oligocène, gneiss), matrice limono-argileuse, gris jaune ; **015825** Tranchée 2 : 1 : limons agilo-sableux, brun gris sombre, nombreuses racines vivantes ; 2 : limons légèrement sableux, beige brun, structure massive bioturbée ; 3 : sables limoneux, beige ; 4 : limons argileux, beige, structure prismatique bioturbée à polyédrique ; 5 : sables limoneux, beige ; 6 : limons argileux, beige, structure prismatique bioturbée à polyédrique ; 7 : limons argilo-sableux, gris sombre, structure prismatique à polyédrique, présence de coquilles de mollusques ; 8 : sables et galets rhénans ; 9 : galets rhénans (4 à 5 cm de diamètre moyen), matrice limono-argilo-sableuse grise sombre, une structure s'ouvre dans l'unité, apparition de la nappe phréatique. **016858** : 1 : limons argileux, brun noir, structure massive très bioturbée, quelques galets, rhizolithes millimétriques à centimétriques à l'interface avec l'unité 2 sous-jacente ; 2 : limons légèrement sableux, beige verdâtre légèrement hétérogène, langues sombres (quelques mm de diamètre pour quelques mm de long) issues de l'unité 1 ; 3 : sables fins gris ; 4 : sables fins orangés, lamine argileuse beige au sommet de l'unité 5 : galets (cortège rhénan avec beaucoup de calcaires du Secondaire), 1 à 3 cm de diamètre moyen, 4 à 5 cm de diamètre maximum, matrice sableuse grise. **Kreuzfeld** (description T. Vigreux et N. Schneider) : 3005 : limon plus ou moins sableux, brun clair 3004 : limon plus ou moins sableux, brun clair ; 3003 : limon plus ou moins sableux, gris (?) foncé 3002 : gravier fin et sable très fin argileux, organique, nombreux fragments de TCA, sommet surface d'érosion, paléosol préservé surtout dans la partie centrale, autour de la voie, remanié plus loin. 3001/3000 : gravier sableux gris, meuble, concrétions carbonatées, localement entaillé par chenaux à colmatage sableux jaune ; **Rue de Mulhouse, Tranchée 7** : 7.1 : remblais ; 7.2 : limons, brun beige : 7.3 : limons argileux gris, structure massive bioturbée, quelques galets, oxydes ferro-manganiques diffus, fragments de terre cuite architecturale ; 7.4 : limons argileux, gris, oxydes ferro-manganiques diffus ; 7.5 : limons argileux, beige gris ; 7.6 : limons argileux, gris beige, 50 à 60% de galets ; 7.7 : galets (2 à 3 cm de diamètre moyen, 8 cm de diamètre maximum, cortège rhénan avec des éléments vosgiens), matrice sableuse gris bleu, avec racines et radicelles ; **Rue de Mulhouse**, **Tranchée 7** : 7.1 : remblais ; 7.2 : limons, brun beige ; 7.3 : limons argileux gris, structure massive bioturbée, quelques galets, oxydes ferro-manganiques diffus, fragments de terre cuite architecturale ; 7.4 : limons argileux, gris, oxydes ferro-manganiques diffus ; 7.5 : limons argileux, beige gris ; 7.6 : limons argileux, gris beige, 50 à 60% de galets ; 7.7 : galets (2 à 3 cm de diamètre moyen, 8 cm de diamètre maximum, cortège rhénan avec des éléments vosgiens), matrice sableuse gris bleu, avec racines et radicelles ; **Tranchée 13** : 13.1 : remblais ; 13.2 : limons légèrement sableux, beige brun, structure prismatique bioturbée à polyédrique ; 13.3 : limons légèrement sableux, brun, légèrement oxydés, structure prismatique bioturbée à polyédrique, alignement lâche de galets à l'interface supérieur ; 13.4 : limons très légèrement sableux, brun, légèrement oxydé, structure prismatique bioturbée à polyédrique ; 13.5 : limons très légèrement sableux, brun, oxydes ferro-manganiques, structure massive à bioturbée ; 13.6 : galets (1 à 3 cm de diamètre moyen, 6 cm de diamètre maximum, cortège plutôt rhénan), matrice sableuse, blanc gris, présence d'un fragment osseux.

Au 1-3 rue des Écoles, autour de 185,5 m NGF, les galets rhénans sont recouverts par des sables calcaires. Sur la base d'un seul profil, il est difficile de dire dans quel milieu sédimentaire sont inscrits ces dépôts, chenal ou levée de berge. Comme au 50 Grand Rue, la succession sédimentaire se poursuit avec des limons argileux ou des limons sableux calcaires, au 19 Grand Rue, au 1 et au 3 rue des Ecoles et au 4 rue de Mulhouse. La large extension de ces dépôts est probablement liée à leur mise en place dans une plaine d'inondation plus ou moins bien drainée. La présence de fragments de céramique non tournée dans l'unité 7 au 19 Grand rue et dans l'unité 6005 au bord du tracé actuel de l'Ill montre que l'alluvionnement est encore actif au droit de l'agglomération durant la Protohistoire, i. e. durant les trois millénaires avant notre ère (Schneikert et al. 2017b). Ces dépôts sont probablement contemporains de ceux du 50 Grand Rue qui ont livré une malacofaune de milieu ouvert au début du IVe millénaire avant notre ère.

Les niveaux antiques reposent sur le paléosol sombre, sauf au Bord de l'Ill, au 22-24 Grand Rue et au Kreuzfeld. L'étude micromorphologique menée par Cristiano Nicosia au Kreuzfeld montre qu'il a été enlevé préalablement aux installations gallo-romaines. Elle montre aussi que l'aspect très sombre des couches gallo-romaines est lié à la densité des constituants anthropiques, charbons notamment, et aux mises en culture postérieures à l'abandon. La présence de concrétions carbonatées et de revêtements argileux traduisent un bon drainage et n'évoquent pas un engorgement des niveaux (Alberti 2015). Ces observations pourraient permettre de dater le développement du paléosol sombre, postérieurement au IVe millénaire avant notre ère, mais avant le changement d'ère.

Excepté au 1 et au 3 rue des Écoles, dans le cœur du castellum surélevé par les niveaux antiques, la succession stratigraphique se poursuit avec les limons décrits par Hirth (1971). Au 50 Grand Rue, les caractères pédosédimentaires de ces dépôts sont liés à un remblais, probablement à partir d'anciens matériaux de construction. Des alluvions ont toutefois été mises au jour sur tous les autres profils. Leur base présente de légères variations d'altitude qui dessinent des petits chenaux de crue, 22 et 24 Grand Rue, rue de Mulhouse et au Kreuzfeld.

7.3.3 Horbourg – Wihr : nouvelles datations par luminescence stimulée optiquement

Trois unités ont fait l'objet de datations par luminescence stimulée optiquement (Tab. 72). L'échantillon HBW-3F a été prélevé dans les sables fins gris rhénans qui coiffent les galets rhénans au 1 - 3 rue des Ecoles. Il a livré un âge IR50 de 9,9 ± 0,5 ka et un âge pIR225 de 13,2 ± 0,7 ka. Les échantillons HBW-1F et HBW-2F ont été positionnés respectivement dans les limons argileux gris et dans les limons beiges qui fossilisent les niveaux antiques au bord du tracé actuel de l'Ill. Ils ont été datés de 0,59 ± 0,03 et de 0,58 ± 0,02 ka avec la méthode de l'IR50 et de 1,37 ± 0,09 et de 0,85 ± 0,04 ka avec la méthode du pIR225.

Les sables fins du 1-3 rue des Écoles occupent une position stratigraphique comparable à ceux de la Rue de Bretagne et de la rue des Antonins qui ont livré des âges radiocarbone autour de 13 000 et de 13 900 cal BP (Ertlen, Schneider 2018). L'âge pIR225 se situe dans la même fourchette, alors que l'âge IR50 paraît légèrement trop jeune. Dans les limons post-antique, l'âge obtenu à la base avec la méthode du pIR225 est comparable à ceux obtenus au Kreuzfeld (Alberti 2015). Celui obtenu avec l'IR50 est beaucoup plus jeune. Curieusement il est identique à celui obtenu avec la même méthode dans l'unité postérieure. Ce dernier est assez voisin de l'âge pIR225 et nous place à la fin du Moyen-Age. La faible bioturbation de l'unité permet d'exclure une pollution par des sédiments plus récents. Il faut donc envisager la possibilité d'une couverture limoneuse post-antique polyphasée, avec des dépôts du Haut-Moyen-Age dans l'ensemble de l'agglomération et des dépôts de la fin du Moyen-Age au bord du tracé actuel de l'Ill.

										De	De	Age	Age
	Depth		K	Th	U	D	Grain size			IR50	pIR225	IR50	pIR225
Lab code	(cm)	W%	(%)	(ppm)	(ppm)	(Gy ka-1)	(µm)	n	od	(Gy)	(Gy)	(ka)	(ka)
HBW-1F	133	15±5	1.59±0.16	14.30±0.90	4.30±0.50	3.97±0.18	150-200	20	0.10/22	2.35±0.06	5.42±0.27	0.59±0.03	1.37±0.09
HBW-2F	90	15±5	1.63±0.14	14.30±0.90	3.80±0.50	3.91±0.19	150-200	20	0.06/0.08	2.25±0.03	3.33±0.07	0.58±0.02	0.85±0.04
HBW-3F	275	15±5	1.29±0.13	5.10±0.30	1.65±0.21	2.53±0.13	150-200	20	0.08/0.05	25.02±0.47	33.41±0.42	9.9±0.5	13.2±0.7

Tab. 72 : datations obtenues par luminescence stimulée optiquement à Horbourg-Wihr.

7.3.4 Horbourg - Wihr : synthèse

A Horbourg-Wihr, la mise en perspective des profils documentés ces dernières années par l'archéologie préventive avec la littérature existante témoigne d'une sédimentation de sables rhénans au début du Tardiglaciaire au sein d'un environnement qui produit des restes végétaux accumulés dans les zones les moins hydrodynamiques. Ces dépôts sont à mettre en relation avec l'incision du cône rhénan de la *Hardt* par le Rhin, mais aussi par les cours d'eau vosgiens. L'absence de coupe continue ne permet pas de reconnaître les paléochenaux, la paléo-charge de fond, ni de restituer la direction des écoulements et le style fluvial dans lequel ces dépôts prennent place.

La succession stratigraphique se poursuit localement avec des dépôts limono-argileux dans lesquels ont été mis en évidence des fragments de céramique non tournée qu'il n'est pas possible de rattacher à une période précise du Néolithique ou de la Protohistoire. Au bord de l'Ill et au 19 Grand Rue, ces dépôts présentent une teinte grise, indice d'un mauvais drainage. Au 50 Grand Rue et au 1-3 rue des Ecoles, ils sont oxydés et contiennent des concrétions calcaires, ce qui témoigne d'un milieu exondé. Surtout, ils ont livré une malacofaune attestant d'un environnement ouvert et relativement sec (Roth-Zehner et al. 2018), daté du début du Subboréal par la méthode du radiocarbone.

Un sol se développe à partir de ces dépôts fins. Il présente une coloration sombre, marqueur d'engorgements saisonniers répétés, ce qui peut s'expliquer par une remontée phréatique probablement liée à la recrudescence de la torrentialité observée en amont à Ensisheim, au cours de la Protohistoire. Il est partiellement tronqué par les aménagements de la ville antique. Les caractères micromorphologiques des couches urbaines étudiées par Cristiano Nicosia témoignent d'un bon drainage pendant l'époque romaine (Alberti 2015).

La succession stratigraphique se termine avec des limons. Vers l'Ill ou au Kreuzfeld, leur base présente des teintes grises liées à un mauvais drainage. Au 4 rue de Mulhouse, ils sont liés à un petit chenal. Au 19 et au 22-24 Grand Rue, ils comprennent des lits sableux. Ils sont absents du centre-ville, au 50 Grand Rue et au 1 et au 3 rue des Ecoles, surélevés par les remblais antiques. Ces dépôts localisés et ponctués de lits sableux pourraient être liés aux levées et aux bombements observés sur le Lidar (Fig. 205), sans doute en relation avec une rupture de la berge de l'Ill. Toutefois, l'absence de coupes continues et l'urbanisation dense qui empêchent d'exploiter les données Lidar dans l'agglomération d'Horbourg ne permettent pas d'appuyer cette hypothèse. Au final, le dispositif morphosédimentaire d'Horbourg apparaît fort différent de celui mis en évidence à Ensisheim.

7.4. Un transect amont-aval de Mulhouse à Colmar

Une dizaine de diagnostics archéologiques répartis entre Mulhouse et Colmar peuvent permettre de révéler les liens fonctionnels amont-aval entre les ensembles morphosédimentaires d'Ensisheim et Horbourg qui semblent en première lecture fort différents.

7.4.1 Mulhouse « Cour de Lorraine »

Mulhouse se situe au débouché de l'Ill des collines loessiques du Sundgau et au niveau de sa confluence avec la Doller. Si des travaux récents ont été menés sur la chronologie et l'extension des crues depuis la fin du Moyen-Age (Martin et al. 2008 ; Himmelsbach et al. 2015), les formations du Pléistocène supérieur et de l'Holocène sont particulièrement peu détaillées par la carte géologique (Théobald, Hudeley 1976). Le sous-sol de la ville est ainsi encore largement méconnu.

La fouille de la Cour de Lorraine permet de combler une importante lacune dans nos connaissances. Son sous-sol a été appréhendé par quatre sondages. La succession stratigraphique est décrite à partir de la coupe 1 (Fig. 232, Fig. 233, Fig. 234 et Tab. 73).

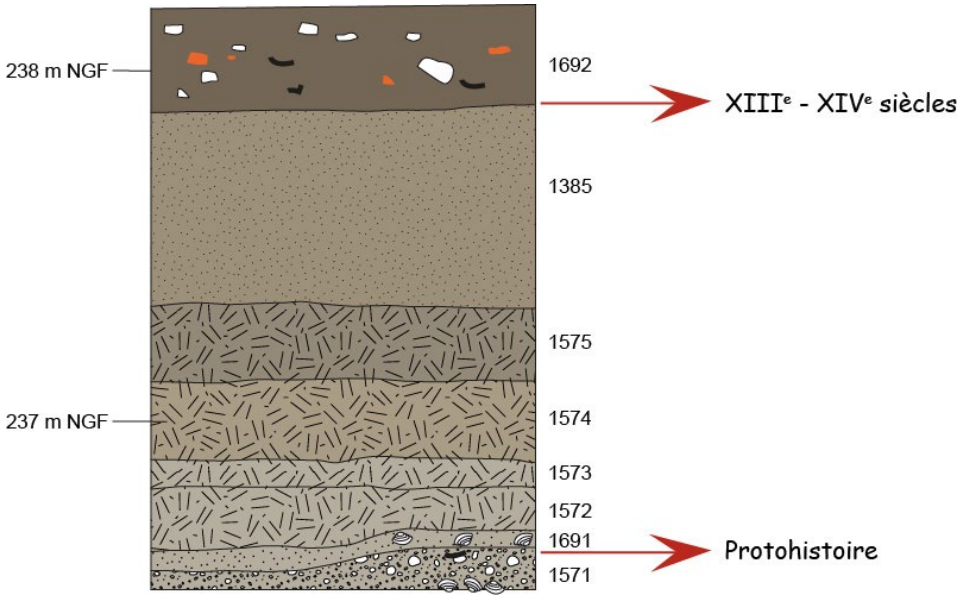


Fig. 232 : Mulhouse « Cour de Lorraine », succession stratigraphique (coupe 1).



Fig. 233 : Mulhouse « Cour de Lorraine », vue de la coupe 1.

Unité	Épaisseur	Description	Age
1692	0,3 m	limons légèrement sableux, gris beige, structure massive bioturbée, nombreux éléments calcaires, fragments de terre cuite et charbons	
1385	0,58 m	limons légèrement sableux, gris beige, structure massive bioturbée, oxydes ferro-manganiques sous la formes de filaments (1 mm de large pour quelques mm de long), tests coquillés et coquilles entières (quelques millimètres de diamètre)	
1575	0,21 m	Limons argileux, gris sombre, structure prismatique bioturbée, oxydes ferro-manganiques sous la formes de filaments (1 mm de large pour quelques mm de long), tests coquillés et coquilles entières (quelques millimètres de diamètre)	
1574	0,23 m	limons argileux, gris, structure prismatique bioturbée, oxydes ferro-manganiques sur les faces des prismes et sous la forme de filaments (1 mm de large pour quelques mm de long), tests coquillés et coquilles entières (quelques millimètres de diamètre)	
1573	0,08 m	limons argileux, gris, structure prismatique bioturbée, concentrations d'oxydes ferro-manganiques sous la forme de nodules	
1572	0,12 m	limons argileux, gris, structure prismatique légèrement bioturbée, rares oxydes ferro-manganiques sous la forme de nodules et de filaments	
1691	0,05 m	limons sableux, gris, présence de coquilles altérées de bivalves (moules d'eau douce de 2 à 3 cm de diamètre), présence de charbons et de rares oncolithes (environ 5 mm de diamètre)	
1571	Base non atteinte	Galets (1 à 3 cm de diamètre moyen, 5 cm de diamètre maximum), gravillons et sables grossiers, matrice sableuse grise, présence d'un fragment de céramique non tournée et de bivalves	

Tab. 73 : Mulhouse « Cour de Lorraine », succession stratigraphique (coupe 1).

Code laboratoire	Matériel	Date BP	Ecart-type	cal. BP (95,4%)	Cal. BC (95,4%)
Poz-87720	Charbon	2425	30	[cal BP 2352: cal BP 2517] 0,758064 ; [cal BP 2636: cal BP 2697] 0,168232	[cal BC 748: cal BC 687] 0,168232 ; [cal BC 568: cal BC 403] 0,758064

Tab. 74 : Mulhouse « Cour de Lorraine », âge radiocarbone. La calibration a été réalisée selon la courbe de Reimer et al. (2020).

La base de la succession stratigraphique est constituée de galets, de gravillons et de sables grossiers qui contiennent des bivalves en position de vie, un fragment de céramique non tournée qui évoque les productions du Premier âge du Fer et quelques charbons (unité 1571). L'un de ces derniers a livré un âge de 2425 ± 30 BP (Poz-87720, Tab. 74). Ces dépôts sont recouverts par des limons sableux gris dont sont issus des fragments de bivalves, quelques charbons et de rares oncolithes, des concrétions calcaires liés à l'activité des cyanobactéries (Dabkowski 2014), d'un diamètre de 5 mm. La succession stratigraphique se poursuit par des limons argileux gris (unités 1572, 1573, 1574 et 1575). L'unité 1575 se distingue par sa couleur plus sombre et par la présence de coquilles entières de quelques millimètres de diamètre. Elle est recouverte par des limons légèrement sableux, gris beige (unité (1576). Elle se termine par des limons légèrement sableux, gris beige contenant de nombreux éléments calcaires, fragments de terre cuite et charbons. Elle est recouverte et recoupée par des maçonneries des XIIIe et XIVe siècles, liées à l'érection de l'un des remparts de Mulhouse (Vuillemin et al. 2019).

Les galets et sables à la base de la séquence témoignent d'écoulements dynamiques de fond de chenal. La présence de bivalves en position de vie atteste d'écoulements clairs entre les épisodes plus hydrodynamiques, probablement relativement rares, qui remanient galets et sables. L'âge radiocarbone obtenu coïncide avec l'attribution chronologique suggérée par les caractères du tesson de céramique et date la mise en place de la couche du Premier âge du Fer (environ 750 et 450 avant notre ère) ou après. Les limons sableux (1691) montrent une réduction importante des écoulements, liée à des changements paléogéographiques (le chenal devient secondaire par exemple) ou à une baisse du débit (moins de précipitations par exemple). La présence de quelques oncolithes témoigne d'écoulements d'une eau peu turbide la majeure partie de l'année pour permettre la survie des cyanobactéries responsables de leur formation. Ces dernières disparaissent dans les unités limoneuses postérieures dont le caractère massif évoque des dépôts de chenal secondaire en cours d'atterrissement ou de plaine d'inondation. Dans un premier temps, les unités se déposent dans un environnement saturé en eau (unités 1572 et 1573) qui va progressivement s'assécher (1574). La couleur et la structure de l'unité 1575 suggèrent le développement d'un sol, ce qui traduit une stabilisation vraisemblablement pluriséculaire de la zone. La présence de structures antiques dans l'emprise permet d'envisager un âge gallo-romain (I-V^{e}

siècle de notre ère) pour ce paléosol. L'absence de datations numériques et de recoupements archéologiques ne permet toutefois pas de l'attester. Les crues reprennent avec le dépôt des limons sableux formant l'unité 1385 et rappellant les limons d'Horbourg-Wihr. Les maçonneries et structures des XIIIe et XIVe siècles qui recoupent et s'appuient sur la couche constituent un terminus ante-quem à sa mise en place. La parcelle est ensuite complètement aménagée, ce qui peut expliquer l'absence de limons de débordement postérieurs aux maçonneries, alors que la ville est soumise régulièrement aux crues jusqu'aux grands travaux de drainage de la deuxième moitié du XIXe siècle (Martin et al. 2008). L'ensemble de la succession stratigraphique est cohérente avec le cadre hydroclimatique général connu à ce jour en Europe (e.g. Magny 2004 ; Castanet 2008).



Fig. 234 : Mulhouse « Cour de Lorraine », détail de la base de la succession stratigraphique avec les bivalves (en blanc).

Unité	Épaisseur	Description
1	0,6 m	Unité 1 : limons légèrement sableux, beige, structure massive bioturbée, présence de poches de galets et de poches de sables
2	0,24 m	Unité 2 : limons argileux, gris sombre à noir, structure prismatique à polyédrique, présence de faces luisantes (slickensides), présence de mobilier néolithique et protohistorique, limite inférieure diffuse (5 cm) ;
3	0,49 m	Unité 3 : limons légèrement argilo-sableux, brun beige, nodules oxydes ferro-manganiques diffus, des langues centimétriques plus claires avec un liseré oxydé traversent l'unité (traces d'anciennes racines ?), limite inférieure diffuse (5 cm)
4	0,48 m	Unité 4 : limons argilo-sableux, beige brun, structure massive à prismatique, nombreux nodules d'oxydes de manganèse (2 à 3 mm de diamètre), des langues centimétriques plus claires avec un liseré oxydé traversent l'unité (traces d'anciennes racines ?), limite inférieure diffuse (5 cm)
5	0,22 m	limons argilo-sableux, gris, structure massive, nodules d'oxydes de fer (1 à 3 mm) concentrées en grappes
6	Base non atteinte	sables moyens à fins légèrement argileux, quelques gravillons, orange à brun

Tab. 75 : Ruelisheim « Rue des Roses », description des unités stratigraphiques mises au jour.

7.4.2 Ruelisheim « Rue des Roses »

Ruelisheim se situe entre Mulhouse et Ensisheim, dans un secteur de la plaine drainé par l'Ill, le Quatelbach, le Dollerbaechlein, un défluent de la Doller, et marqué par de nombreux paléochenaux (Fig. 205). Un diagnostic de 2,6 ha, localisé entre le Dollerbaechlein et l'Ill a permis de documenter le sous-sol de cette portion de la plaine et a mis au jour des vestiges de différentes phases du Néolithique et du Bronze ancien (Blondeau, Wuscher 2017).

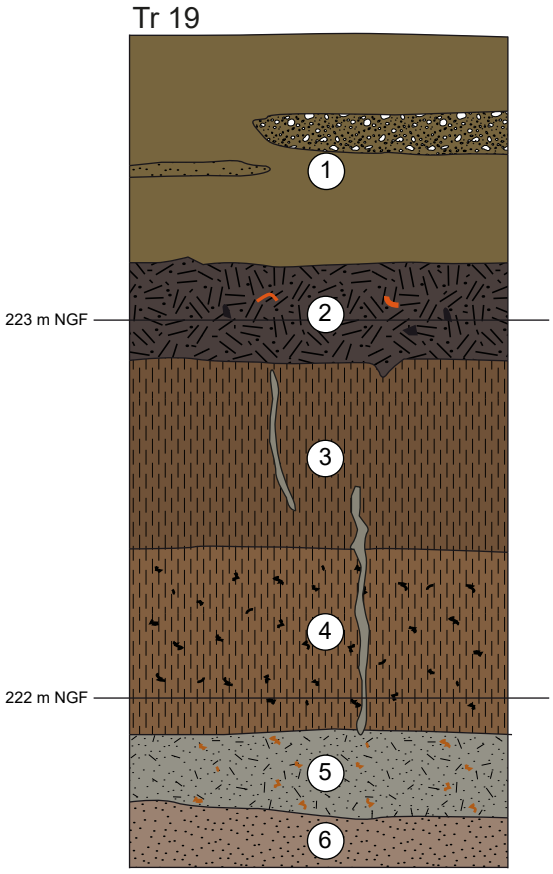


Fig. 235 : Ruelisheim « Rue des Roses », profil de la tranchée 19, représentatif de la portion de plaine sondée.

Le toit des galets vosgiens rencontrés au fond de certaines tranchées, est marqué par des ondulations comme à Ensisheim. La succession stratigraphique fine qui les recouvre a pu se suivre d'une tranchée à l'autre et est illustrée par la tranchée 19 (Fig. 235 et Tab. 75). Elle démarre avec des sables moyens à fins légèrement argileux oranges à bruns avec quelques gravillons, (unité 6). Elle se poursuit avec des limons argilo-sableux gris à brun beige marqués par des oxydations ferro-manganiques (unités 5 à 3). Au sommet de ces niveaux, se distingue un horizon gris très sombre avec une structure polyédrique et des faces luisantes (slickenside, unité 2). Il a livré des fragments de céramiques, des outils lithiques, des plages rubéfiées et des structures en creux néolithiques et protohistoriques aux limites diffuses. La succession stratigraphique se termine avec des limons sableux beiges dans lesquels ont été mis en évidence des poches de sables et des poches de galets lâches.

La géométrie des galets vosgiens présents à la base évoque un dépôt torrentiel, probablement dans un lit en tresses, avec des barres de chenal comme celles mises au jour à Ensisheim. L'unité 6 témoigne d'une migration du chenal et d'un ralentissement des débits. La texture limono-argileuse et l'aspect massif de l'unité 5 évoquent des dépôts de plaine d'inondation. Les unités 4 et 3 sont de même nature, mais leur couleur et leur teneur en argiles évoquent un horizon BT de sol bun lessivé, ce qui atteste d'un enfoncement du niveau phréatique. Les caractères de l'unité 2, sombres avec des faces luisantes (slickensides), sont quant à eux les traits d'un vertisol rappellant celui mis au jour à Ensisheim et dont le développement a été conditionné par la présence de smectites. L'unité 1, enfin, est interprétée comme des limons de débordements, avec localement des petits chenaux de crue. L'absence de sol en surface montre que ces dépôts sont probablement très récents, i. e. postérieurs à l'Âge du Fer, antiques, médiévaux ou modernes.

7.4.3 Meyenheim « *Grunfeld* »

Au nord d'Ensisheim, l'Ill emprunte un tracé orienté nord-sud sur 5 km de long jusqu'à Meyenheim. Ici, son cours s'infléchit et prend une direction nord-nord-est. Une portion de la plaine à 150 m du cours actuel de l'Ill qu'elle domine de 2 m a pu être documentée par un diagnostic archéologique mené par Franck Abert (Archéologie Alsace). Elle présente une position comparable à Ensisheim-Reguisheimer Feld, ce qui explique

qu'elle ait été notée Fz3I sur la carte géologique (Théobald et al. 1977). Le LIDAR corrigé de sa pente montre toutefois un léger bombement topographique au bord de l'Ill (Fig. 205)

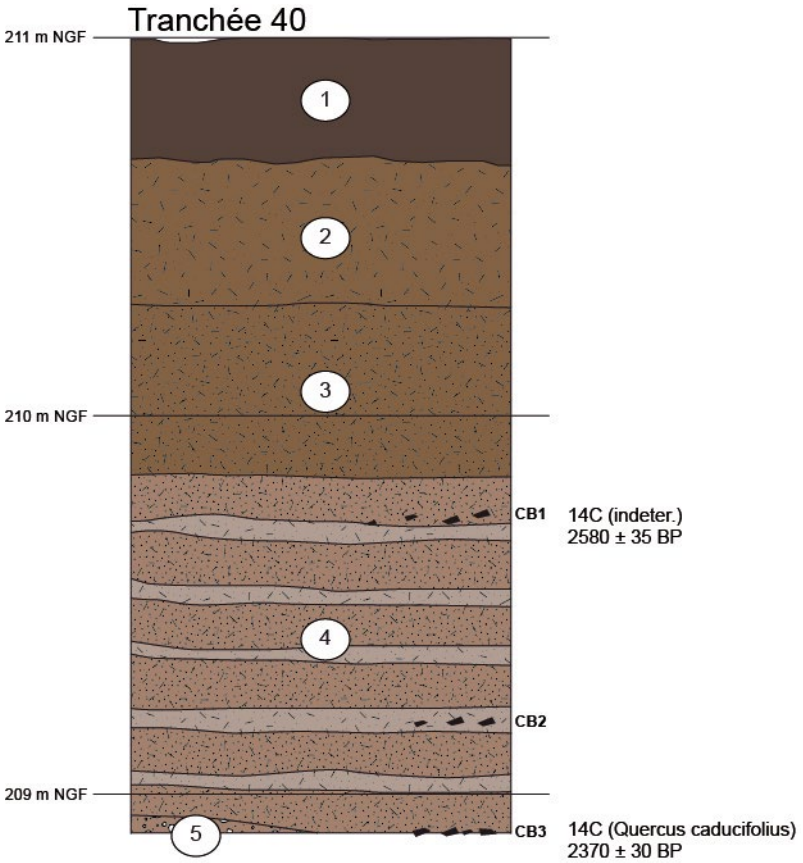


Fig. 236 : Meyenheim « *Grunfeld* », profil de la tranchée 19, représentatif de la portion de plaine sondée.

Cinq profils ont été creusés au sein d'un carré d'environ 400 m de côté. Le centre de l'emprise est occupé par un ensemble de galets hétérométriques de 1 à 3 cm de diamètre moyen et de 7 cm de diamètre maximum. Autour de cette nappe grossière, vers 2,1 m de profondeur, la succession stratigraphique observée commence avec des sables limoneux et des galets (unité 5, Fig. 236 et Tab. 76). Elle se poursuit avec une alternance de lits de sables argileux bruns et de limons sableux beige brun qui ont livré quelques charbons et qui présentent une structure prismatique à polyédrique bioturbée (unité 4). Deux charbons issus de l'unité ont été déterminés par Manon Cabanis (Inrap et UMR6042 Géolab) et ont fait l'objet d'une datation radiocarbone. Un charbon de chêne de la base et un charbon indéterminé au sommet ont livré une large fourchette chronologique du début du Subatlantique du fait du palier dans la courbe de calibration du ^{14}C caractérisant le début de la période (Tab. 77). Cette unité litée est coiffée par des limons sablo-argileux (unité 3) et par des limons argileux (unité 2), avec une structure prismatique marquée. Elle est recoupée par des structures de l'Antiquité et du Premier Moyen Âge. Le haut du profil est plus sombre et sa structure est massive, compactée par les labours (unité 1).

Les galets à la base du profil sont interprétés comme des dépôts de l'Ill dans un chenal dont il est difficile de définir la géométrie et le style fluvial en l'absence de coupes continues. Mal triés, les lits de sables argileux et de limons sableux sont inscrits dans la même structure géomorphologique mais témoignent d'une baisse de la dynamique hydrique qui peut être liée à un recoupement de méandre ou à des débits moins importants. Les limons du haut de la séquence sont des dépôts de plaine d'inondation. La succession stratigraphique dessine un des bombements décrits en introduction du présent chapitre. Sa chronologie rappelle les dépôts torrentiels les plus récents d'Ensisheim « *Reguisheimerfeld* ». Depuis nos observations de terrain, sa géométrie a été précisée par Simon Goudissard dans le cadre de la fouille archéologique menée par Hélène Barrand-Emam (Antea SARL, rapport en cours).

Unité	Épaisseur	Description
1	0,33 m	limons argileux, gris sombre, structure massive compactée par les labours. Les centimètres supérieurs de l'unité sont plus clairs, polyédriques et poussiéreux
2	0,38 m	limons argileux, brun orangé, structure prismatique
3	0,44 m	limons sablo-argileux, brun à brun gris, structure prismatique
4	0,94 m	alternances de lits de sables argileux bruns et de limons sableux beiges bruns, structure prismatique à polyédrique bioturbée, présence de charbons dans certains lits
5	Base non atteinte	sables limoneux bruns avec quelques galets (1 à 2 cm diamètre moyen)

Tab. 76 : Meyenheim « *Grunfeld* », description des unités stratigraphiques de la tranchée 40.

Code laboratoire	Matériel	Date BP	Ecart-type	cal. BP (95,4%)	Cal. BC (95,4%)
Poz-82455	Charbon indéterminable	2580	35	[cal BP 2517: cal BP 2590] 0,159302 ; [cal BP 2698: cal BP 2760] 0,771607	[cal BC 811: cal BC 749] 0,771607 ; [cal BC 641: cal BC 568] 0,159302
Poz-82456	Charbon (Quercus caducifolius)	2370	30	[cal BP 2339: cal BP 2489] 0,99839	[cal BC 686: cal BC 666] 0,069091

Tab. 77 : Meyenheim « *Grunfeld* », âge radiocarbone. La calibration a été réalisée selon la courbe de Reimer et al. (2020).

7.4.4 Niederentzen « *Hinter am Dorf* »

Niederentzen se situe en aval de Meyenheim, à un peu plus de 4 km au nord. Un diagnostic à environ 600 m du tracé actuel de l'Ill permet de documenter environ quatre hectares de la même nappe alluviale (FzI3) d'après le BRGM. La succession stratigraphique a été appréhendée à partir de quatre profils détaillés. Elle est exposée à partir de la tranchée 36.

A la base du profil, la succession stratigraphique démarre avec des graviers hétérogènes de 1 à 2 cm de diamètre moyen, mais de 10 à 12 cm de diamètre maximum, avec des éléments vosgiens et des éléments rhénans compris dans une matrice limono-argileuse gris brun (unité 8, Fig. 237 et Tab. 78). Elle se poursuit avec des limons argilo-sableux gris (unité 7) et des limons très argileux beige orangé marqués par des nodules d'oxydes ferro-manganiques (unité 6). Elle est ensuite marquée par une unité gris sombre de limons très argileux avec une structure prismatique bioturbée (unité 5). Elle se poursuit avec des limons légèrement argileux beige brun (unité 4), des limons argileux gris (unité 3) et des limons légèrement argileux beige brun. Ces trois dernières unités présentent une structure massive très compacte. Neuf tranchées de diagnostics ont livré 29 tessons de céramique ramassés entre 60 et 80 cm de profondeur et attribués à la Protohistoire ancienne, de l'Âge du Bronze à La Tène ancienne, c'est à dire entre la fin du IIIe et le milieu du I^{e} millénaire avant notre ère (Bolly 2017). La surface du terrain est plus sombre et présente une structure marquée par les labours (unité 1).

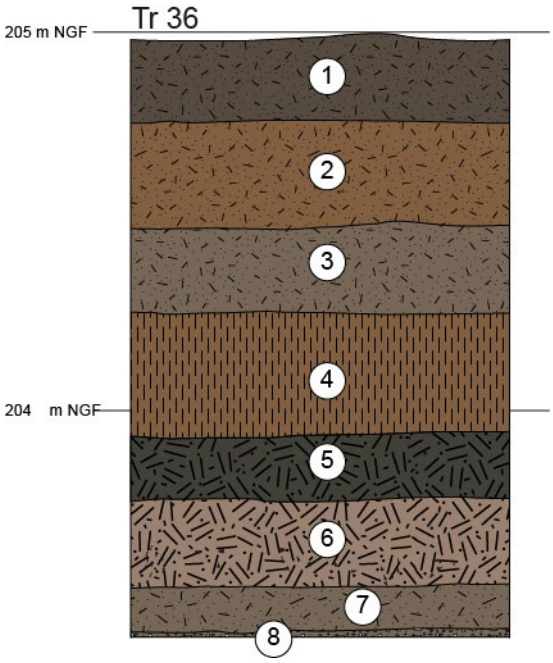


Fig. 237 : Niederentzen « *Hinter am Dorf* », profil de la tranchée 36, représentative de la portion de plaine sondée.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,22 m	Labours
2	0,27 m	Limons légèrement argileux, beige brun, structure massive très compacte, dans la tranchée 35 : fragments de terre cuite à la base de l'unité
3	0,22 m	Limons argileux, gris, structure massive très compacte
4	0,33 m	Limons légèrement argileux, beige brun, structure massive très compacte
5	0,17 m	Limons très argileux, gris sombre, structure prismatique bioturbée
6	0,22 m	Limons très argileux, beige orangé, nodules d'oxydes ferro-manganiques (2 mm de diamètre moyen) en grappes
7	0,12 m	limons argilo-sableux gris
8	Base non atteinte	Graviers hétérogènes (calcaires, grès jaunes, granites, 1 à 2 cm de diamètre moyen, 10 à 12 cm de diamètre maximum), matrice limono-argileuse grise brune

Tab. 78 : Niederentzen « *Hinter am Dorf* », description des unités mises au jour par la tranchée 36.

Cette succession stratigraphique est identique à celle d'Ensisheim-*Reguisheimerfeld*.

7.4.5 Niederhergheim « *Mittlere Allmende* »

Niederhergheim se trouve à un peu plus de 2 km au nord d'Oberhergheim. Le bourg se trouve au bord de l'Ill qui s'écoule ici contre la terrasse de la *Hardt* (Fig. 205). A l'ouest du bourg, s'étend une plaine de 3 km de large qui serait la continuité de la nappe alluviale d'Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » et qui est notée Fz3I sur la carte géologique (Théobald et al. 1977). Cette nappe domine d'1 à 2 m le sillon de la Vieille Thur, large de 3 km. Elle est traversée par un diffluent ellan et barrée par un bombement aujourd'hui boisé. Ces deux formations quittent l'Ill à hauteur de Niederentzen pour rejoindre la Vieille-Thur à hauteur de Sainte-Croix-en-Plaine (Fig. 205 et Fig. 238). L'espace compris entre le diffluent et la levée a livré de nombreux vestiges archéologiques, du Néolithique, du Bronze ancien, du Bronze final IIIb et de la Tène (e. g. Goepfert et al. 2014). Un diagnostic de 11 ha a été l'occasion de documenter cette portion de plaine. Trois profils ont été documentés dans l'emprise. La succession stratigraphique peut être exposée à partir du profil de la tranchée 88.

Des galets rhénans de 1 à 2 cm de diamètre moyen et de 5 cm de diamètre maximum avec des encroûtements calcaires et compris dans une matrice sableuse grise à brune affleurent sur une partie de l'emprise, notamment dans sa moitié orientale. L'absence de coupes continues ne permet pas d'en restituer la géométrie. Autour de ces affleurements de galets rhénans, la succession stratigraphique reconnue repose sur des galets hétérogènes, comprenant des éléments alpins et des éléments vosgiens de 2 à 3 cm de diamètre moyen et pouvant atteindre 10 à 15 cm de diamètre maximum (unité 6, Fig. 239 et Tab. 79). Ils sont compris dans une matrice sablo-argileuse beige brun. La surface de ces galets est parcourue de très petits chenaux (quelques mètres de large) avec un remplissage limoneux plus ou moins argileux d'épaisseur décimétrique (Fig. 239). La succession stratigraphique se poursuit avec des sables fins limono-argileux (unité 5) et des limons argileux (unité 4). Ces deux unités se caractérisent par une couleur très sombre, presque noire (fFig. 240 et Fig. 241). Elles sont recoupées par près d'une centaine de structures archéologiques attribuées avec réserve au Néolithique, au Bronze moyen et au Premier âge du Fer du fait du nombre réduit de tessons de céramique (Schneikert, Wuscher 2016). Elles sont fossilisées par des limons sableux beige (unités 3 et 2). La partie sommitale du profil est marquée par les labours (unité 1).

A Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », le toit des galets rhénans est donc irrégulier. Il a été aplani par des galets vosgiens (unité 6) et par des limons argileux (unité 5 et 4) qui peuvent être interprétés comme des alluvions de l'Ill. Les galets témoignent de dynamiques importantes en relation avec un ou plusieurs chenaux. Les limons argileux sont plutôt liés à une vaste plaine d'inondation. Faute de coupes continues, il est toutefois difficile de restituer les styles fluviaux responsables de ces dépôts. Leur couleur très sombre et leur structure sont le fruit d'une longue phase de pédogénèse. Les limons sableux beiges fossilisent ce sol et sont la consé-

quence d'une ou de plusieurs crues de l'Ill. Dans ses grandes lignes, cette succession stratigraphique évoque celles mises au jour à Horbourg.

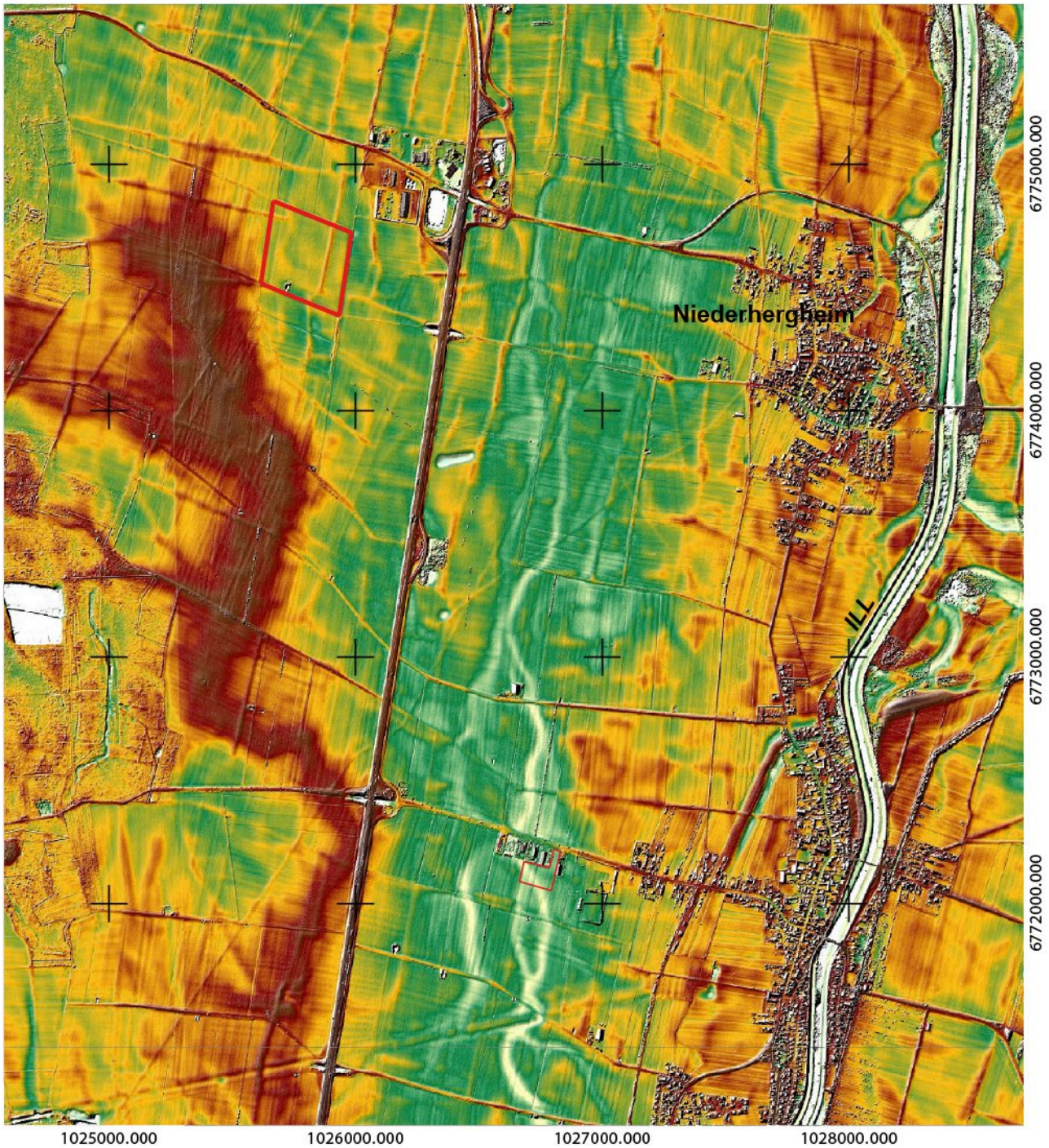


Fig. 238 : Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », localisation de l'opération sur le MNT Lidar corrigé de sa pente (traitement Florian Basoge/Archéologie Alsace).

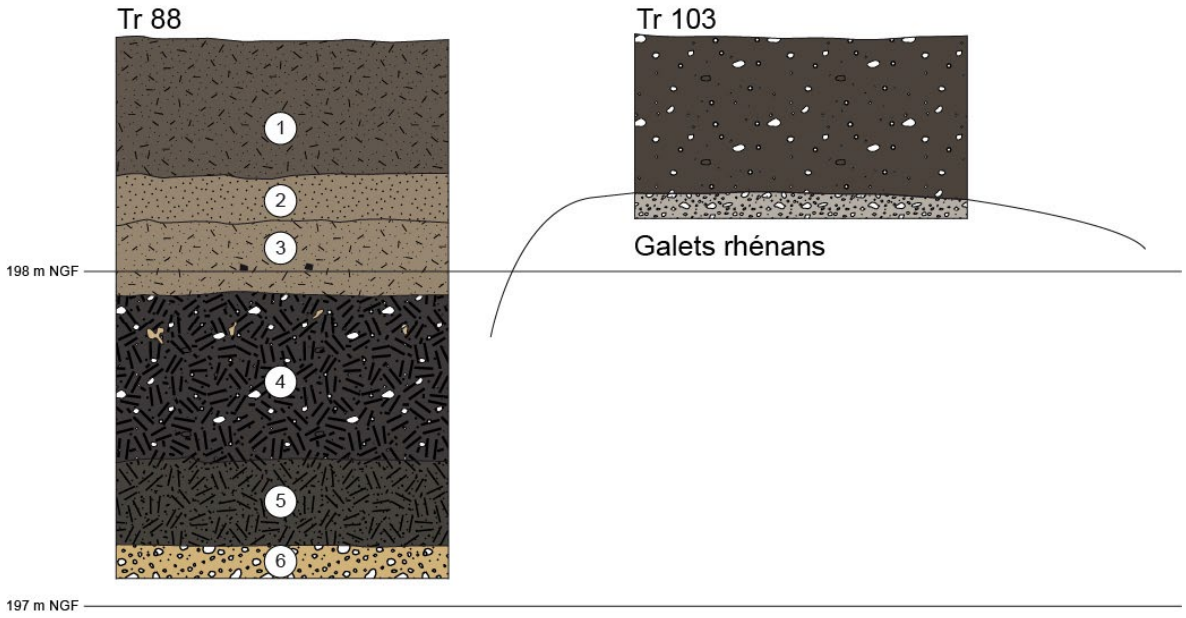


Fig. 239 : Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », succession stratigraphique de la tranchée 88.



Fig. 240 : Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », vue du sondage 62 (cliché : François Schneikert, Archéologie Alsace).



Fig. 241 : Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », vue du sondage 62 (cliché : François Schneikert, Archéologie Alsace).

Unité	Épaisseur	Description
1	0,40 m	Limons sableux, beige gris, structure labourée
2	0,13 m	Sables limoneux, beige, structure massive bioturbée
3	0,23 m	Limons sableux, beige, structure massive bioturbée
4	0,49 m	Limons argileux, noir, quelques poches de galets, structure massive à prismatique, terriers fossiles (1 à 2 cm de diamètre pour quelques cm de long) remplis de limons beiges
5	0,25 m	Sables fins limono-argileux, rares galets, gris brun, structure massive
6	Base non atteinte	Galets hétérogènes (éléments alpins et éléments vosgiens, 2 à 3 cm de diamètre moyen, 10 à 15 cm de diamètre maximum), matrice sablo-argileuse beige brun, encroûtements calcaires autour de certains galets

Tab. 79 : Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », description des unités stratigraphiques mises au jour par la tranchée 88.

7.4.6 Bischwihr « *Kleinwoerth* »

À Bischwihr, la plaine de l'Ill est large d'environ 4 km et le sommet de son remplissage se situe autour de 184,5 m NGF. Elle est délimitée à l'est par la terminaison nord du cône de la *Hardt* et à l'ouest par le cône de la Fecht qui la dominent d'un peu plus de 2 m. Un bombement, haut de 1 à 2 m, marque sa surface à partir d'Andolsheim jusqu'au nord de Riedwihr (Fig. 242). Il correspondrait à une « levée alluviale » (Blanalt et al. 1972). Sa datation n'est pas encore assurée. Il conditionne le cours de la Blind, une rivière phréatique qui prend sa source à moins d'1 km au sud de Bischwihr et qui s'écoule en contrebas. Une opération d'archéologie préventive a permis de fouiller des tumulii du Bronze ancien, des occupations domestiques du Halstatt et de La Tène, ainsi que des fossés parcellaires antiques à proximité de la Blind, en contrebas du bombement (Fig. 242). Le sous-sol mis au jour est composé d'alluvions rhénanes (Vergnaud et al. 2013). Dans l'un des profils, l'aspect et la teneur extrêmement élevée en carbonates (57,77 %) ont été interprétés par Arnaud Campaner (Antea) comme des encroûtements calcaires liés au battement de la nappe. Nous proposons au contraire d'y voir des tufs, des concrétions formées par des cyanobactéries. Ces alluvions sont coiffées par un paléosol sombre recouvert par une mince pellicule de limons, interprétés comme des dépôts de crue de l'Ill. Arnaud Campaner met en perspective cette succession stratigraphique avec celles d'Horbourg (Vergnaud et al. 2013). Un diagnostic archéologique d'1,2 ha localisé sur la bordure orientale de la levée permet de préciser la corrélation (Bachellerie, Wuscher 2017a).

La succession stratigraphique est exposée à partir de la tranchée 9, représentative des 14 tranchées ouvertes (Fig. 243, Fig. 244 et Tab. 80). Elle est constituée à la base de graviers vosgiens et rhénans de 1 à 5 cm de diamètre dans une matrice sableuse grise (unité 6). L'unité suivante est constituée d'éléments plus petits, 0,5 à 1 cm de diamètre dans une matrice limono-argilo-sableuse beige. Elle a livré deux fragments de céramique non tournée malheureusement trop petits pour permettre de proposer un âge (Bachellerie, Wuscher 2017a). La succession stratigraphique se poursuit avec des limons argileux (unités 4, 3 et 2), dans lesquels est interstratifié un lit de galets épais d'une dizaine de centimètres (unité 3). Elle est coiffée par un horizon sombre labouré (unité 1). Dans ces grandes lignes, elle se suit sur l'ensemble de l'emprise diagnostiquée, seules les épaisseurs varient légèrement. Toutefois, au bord de la Blind, une bande de 4 à 5 m de large de sédiments avec moins de galets, plus bleue et contenant à la base un liseré organique au contact des galets a été mise en évidence.

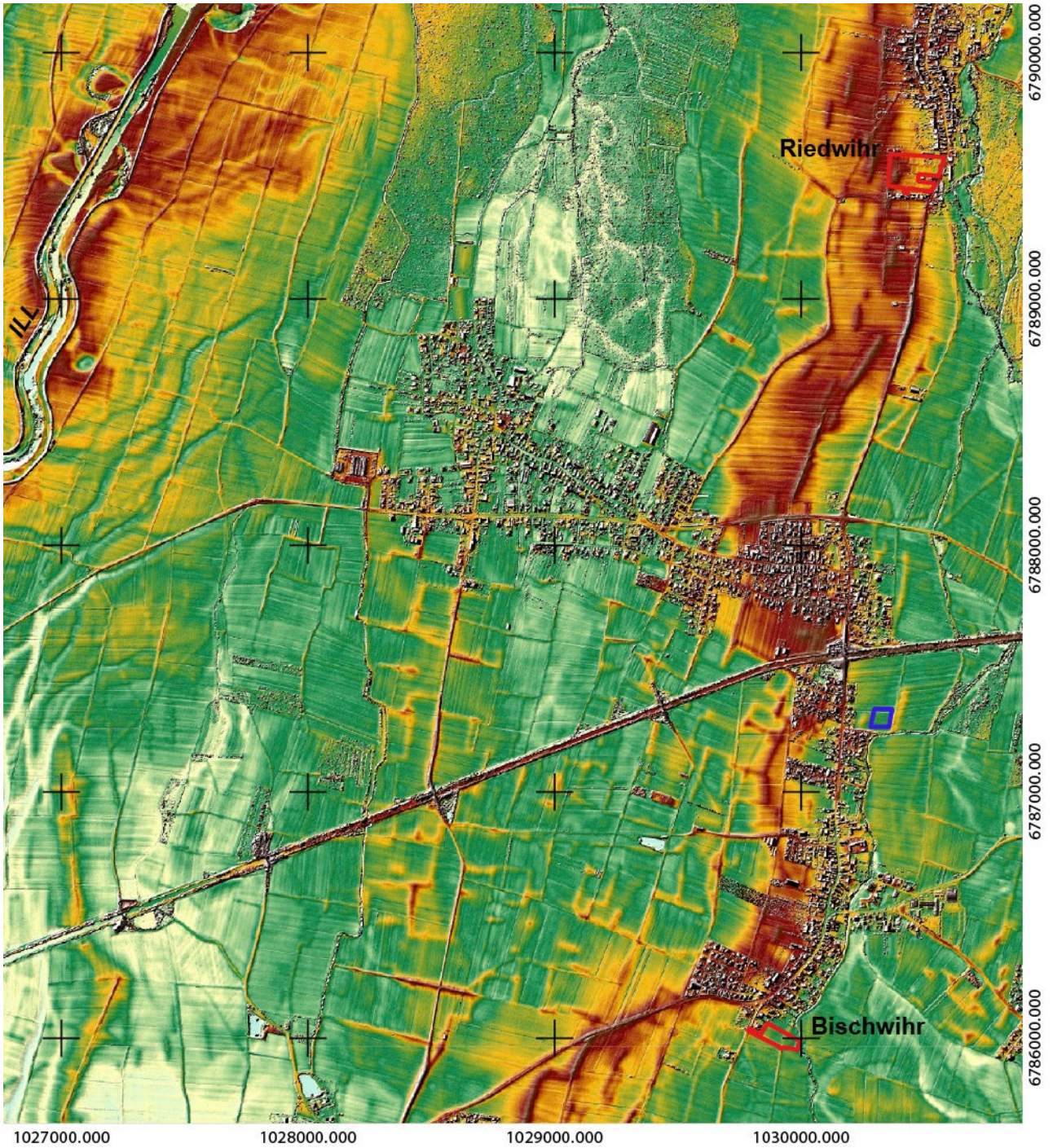


Fig. 242 : localisation des opérations de Bischwihr « *Kleinwoerth* » et de Riedwihr « *Oberfeld* », en rouge, et de la fouille menée par la Antea Archéologie SARL, en bleu, sur le MNT Lidar corrigé de sa pente (traitement Florian Basoge / Archéologie Alsace).

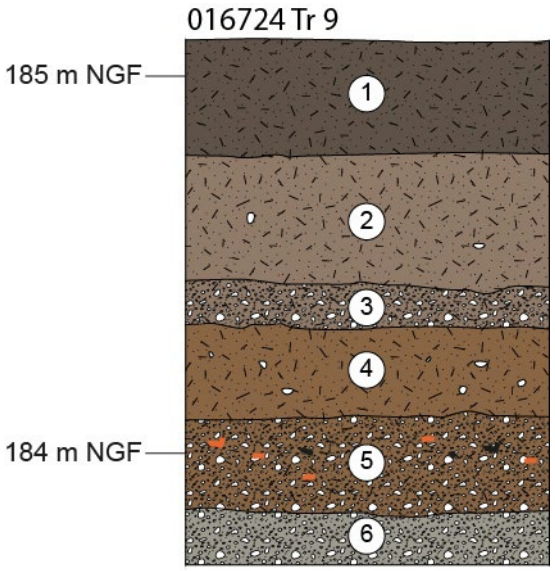


Fig. 243 : Bischwihr « *Kleinwoerth* », profil tranchée 9.



Fig. 244 : Bischwihr « *Kleinwoerth* », vue de la tranchée 9.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,29 m	limons argileux, brun gris sombre, structure labourée
2	0,34 m	limons argileux, brun sombre, structure prismatique à polyédrique
3	0,1 m	limons argileux et galets hétérogènes (1 cm de diamètre moyen, 3 à 5 cm de diamètre maximum)
4	0,23 m	limons argilo-sableux, quelques galets, structure massive à prismatique
5	0,25 m	galets assez hétérogènes (0,5 à 1 cm de diamètre moyen, cortège pétrographique plutôt d'allure vosgienne), abondante matrice limono-argilo-sableuse beige jaune, présence de deux fragments de céramique non tournée
6	Base non atteinte	galets assez hétérogènes vosgiens et rhénans, de 1 à 5 cm de diamètre moyen, matrice sableuse grise

Tab. 80 : Bischwihr « Kleinwoerth »,description des unités de la tranchée 9

Les galets à la base, unité 6, témoignent d'écoulements dynamiques, principalement rhénans. Un changement marqué est noté avec l'unité 5 dont les éléments sont vosgiens et plus petits mais dont la matrice limono-argilo-sableuse beige jaune signe une eau boueuse et un écoulement torrentiel. Cette seconde génération de dépôts, qui a livré deux fragments de céramique non tournée, se situe dans l'Holocène récent. Il est difficile de restituer le style fluvial dans laquelle elle s'inscrit. Elle est responsable du bombement révélé par la carte géologique et le LIDAR. Nous proposons de l'interpréter comme les dépôts d'un chenal et le bombement comme un cône alluvial plutôt que comme une levée. Les limons postérieurs traduisent une relative baisse du débit, entrecoupée de passages plus dynamiques révélés par les galets de l'unité 3 qui peuvent être mis en relation avec un chenal de crue.

7.4.7 Riedwihr « *Oberfeld* »

Le bombement de Bischwihr se prolonge à Riedwihr. Sa bordure est ici occupée par un château de plaine et plusieurs tumulii du Bronze ancien ont été fouillés dans le ried de la Blind en contrebas (Bonnet et al. 1991 ; 2004). Son sous-sol a été approché par une quarantaine de tranchées creusées dans le cadre d'un diagnostic archéologique de 2,5 ha (Bachellerie, Wuscher 2017b).

La succession stratigraphique mise au jour est illustrée à partir de la tranchée 8 située au milieu de l'emprise diagnostiquée. A la base, elle est constituée de galets vosgiens et rhénans de 1 à 5 cm de diamètre compris dans une matrice argilo-sableuse bleue à gris foncé et ayant livré quelques tessons protohistoriques (unité 4, Fig. 245, Tab. 81). Elle se poursuit avec des limons très argileux, gris sombre, avec des oxydations ferro-manganiques et quelques tessons antiques (unité 3). Elle se termine avec des limons argilo-sableux brun beige (unité 2) dont le terme sommital est légèrement plus sombre et tassé par les labours récents (unité 1). La succession stratigraphique se suit dans toute l'emprise mais varie dans le détail. Une poche de tuf calcaire a ainsi été mise en évidence entre deux unités de galets dans la tranchée 2 (Fig. 246). Localement, l'horizon sombre présent au sommet des galets est absent, comme par exemple dans la tranchée 9 (Fig. 247). Enfin, un lit de galets et de sables est localement interstratifié dans les limons beiges du terme sommital (Fig. 246 et Fig. 247).

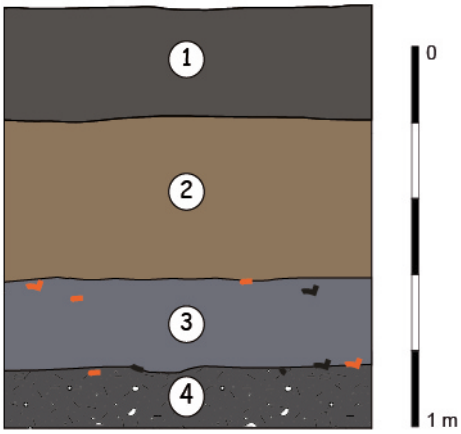


Fig. 245 : Riedwihr « *Oberfeld* », succession stratigraphique de la tranchée 8.

Unité	Épaisseur	Description
1	0,3 m	limons argileux brun foncé, structure labourée
2	0,42 m	limons argilo-sableux brun beige, structure massive à prismatique
3	0,23 m	Limons très argileux gris sombre, oxydations ferro-manganiques, présence de quelques tessons antiques
4	Base non atteinte	Galets vosgiens et rhénans, 1 à 5 cm de diamètre moyen, matrice argilo-sableuse bleu à gris foncé, présence de quelques tessons protohistoriques

Tab. 81 : Riedwihr « Oberfeld », unités sédimentaires rencontrées dans la tranchée 8.

Les dépôts grossiers de la base sont le résultat des mêmes dynamiques alluviales rhénanes qu'à Bischwihr. Le sommet des dépôts rhénans est marqué dans la tranchée 2 par une couche de tuf liée à une eau suffisamment claire pour permettre la vie des cyanobactéries. La matrice argileuse des graviers vosgiens traduit un apport torrentiel sans doute relativement rapide. Le dépôt est suivi d'alluvions fines et d'une phase de pédogénèse responsable de la couleur sombre des dépôts. Les limons beiges postérieurs traduisent des épisodes de crues de même nature et de même intensité que celles mises au jour à Bischwihr.

7.4.8 Synthèse sur le transect amont-aval

Les observations ponctuelles menées entre Mulhouse et Colmar montrent que le modèle morphosédimentaire d'Ensisheim-Reguisheimer Feld caractérisé par des dépôts alluviaux fins dans lesquels sont intercalés trois paléosols, du Tardiglaciaire et de l'Holocène, peut se suivre sur près de 20 km, au moins de Ruelisheim à



Fig. 246 : Riedwihr « *Oberfeld* », vue de la succession stratigraphique de la tranchée 2.

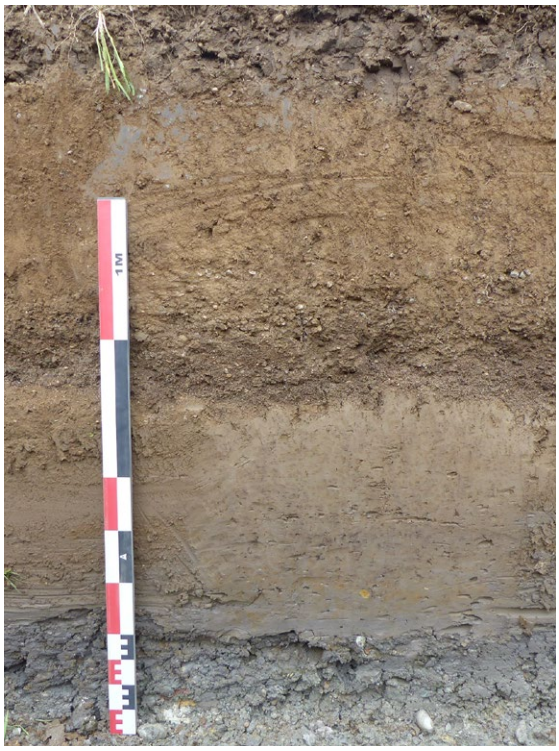


Fig. 247 : Riedwihr « *Oberfeld* », vue de la succession stratigraphique de la tranchée 9.

Niederentzen. À partir de Niederhergheim et à Horbourg, elles ont en revanche mis en évidence un modèle différent caractérisé par des dépôts rhénans, fossilisés par des alluvions fines et des graviers vosgiens datés de l'Holocène moyen et coiffés par un sol isohumique.

Les profils de Niederhergheim, Bischwihr et Riedwihr permettent également d'approcher les successions stratigraphiques des bombements topographiques révélés par les données LIDAR dans la moitié nord de la plaine de l'Ill. Ces formes datent de l'Holocène récent et sont liées à des avulsions des rivières vosgiennes. Leur présence est suggérée à Horbourg par les dépôts de limons de débordement avec des lentilles sableuses et au moins un petit chenal de graviers, même si l'urbanisation actuelle dense du secteur ne permet pas de les mettre en évidence à partir des données LIDAR. Leur mise en place est place est rapide, durant quelques épisodes torrentiels qui ont ponctué le Subatlantique. Elles sont contemporaines des dépôts torrentiels qui en amont, à Ensisheim-Reguisheimer Feld finissent de colmater les derniers chenaux et thalwegs hérités du Tardiglaciaire.

7.5. La vallée de l'Ill : synthèse

La confrontation des données des cartes géologiques avec le modèle numérique de terrain établi avec les données LIDAR a montré en introduction que les contours des premières ont été définis à partir des données topographiques, en prenant en compte les reliefs les plus ténus, notamment les bombements entre l'Ill et la Vieille-Thur et ceux au nord d'Horbourg. Les profils présentés dans ce chapitre confirment l'existence des grands ensembles reconnus par les cartes géologiques. Ils remettent en question les contours de ces dernières uniquement sur la bordure orientale de la terrasse de la *Hardt*, masquée par les dépôts vosgiens tardiglaciaires et holocènes. Ils définissent en revanche pour la première fois l'épaisseur des dépôts cartographiés. Ils montrent ainsi une nappe de sables, de limons et d'argiles, dans laquelle est intercalée des paléosols du Tardiglaciaire et de l'Holocène, épaisse de 2 à 3 m en moyenne, mais avec des variations assez importantes du fait du toit ondulé des galets sous-jacents. L'épaisseur de ces derniers qui présentent souvent des faciès identiques du Weichselien à l'Holocène récent est plus difficile à apprécier.

Plusieurs faciès de graviers ont toutefois été mis en évidence. Des graviers rhénans intégrant une part importante de calcaires jurassiques ont été décrits jusqu'au pied des Vosges dans la plupart des profils étudiés. Ils sont recouverts par des graviers vosgiens compris dans une matrice sablo-argileuse. En amont, ces graviers vosgiens comprennent des éléments issus des séries volcaniques primaires du Rossberg. Autour de Colmar, les galets de grès jaunes issus des formations oligocènes sont abondants. Difficile à distinguer les unes des autres sur la base de leur faciès, différentes nappes grossières peuvent être définies à partir de leurs relations stratigraphiques avec les formations biogéniques et les dépôts fins, recoupés ou intercalés. Les formations biogéniques sont représentées par les oncolithes mises au jour à Mulhouse, Bischwihr et Horbourg.

Les dépôts fins les plus anciens sont des sables vosgiens lités qui ont livré des charbons datés du Bølling et qui servent de support à un sol enrichi par des argiles illuviées. Ils sont recouverts par des limons argileux riches en smectites hérités des contreforts vosgiens ou du Sundgau qui vont donner naissance à un vertisol. Au cours du Mésolithique, ce paléosol est recouvert par des limons argileux du Boréal à l'Atlantique évoluant ultérieurement en horizon BT de luvisols. Cette succession est représentée sur près de 20 km de Ruelisheim à Niederentzen (Fig. 248 et Fig. 249). En aval, elle laisse place à des alluvions fines datées de l'Atlantique et du Suboréal à partir desquelles s'est développé un sol isohumique saisonnièrement engorgé. En amont, les dépôts les plus récents, subatlantiques, sont des nappes de graviers vosgiens pris dans une matrice argilo-sableuse brune dans la partie sommitale du remblaiement de chenaux hérités du Tardiglaciaire. En aval, à partir de Niederhergheim, ils prennent la forme de limons avec des lentilles sableuses et des chenaux graveleux. Ils sont responsables de levées et de petits cônes alluviaux liés à des ruptures de berge. Au final, deux ensembles morpho-sédimentaires se dessinent en amont et en aval de Niederhergheim. Ces deux ensembles sont génétiquement liés. Ainsi, l'incision révélée par les paléosols bien drainés observée à l'amont au début du Tardiglaciaire et au début de l'Holocène peut expliquer la sédimentation contemporaine à l'aval. De même, les remblaiements mis en évidence au Subatlantique peuvent expliquer la remontée phréatique, suggérée à Horbourg par les caractères pédologiques du paléosol sombre, et les petits cônes alluviaux.

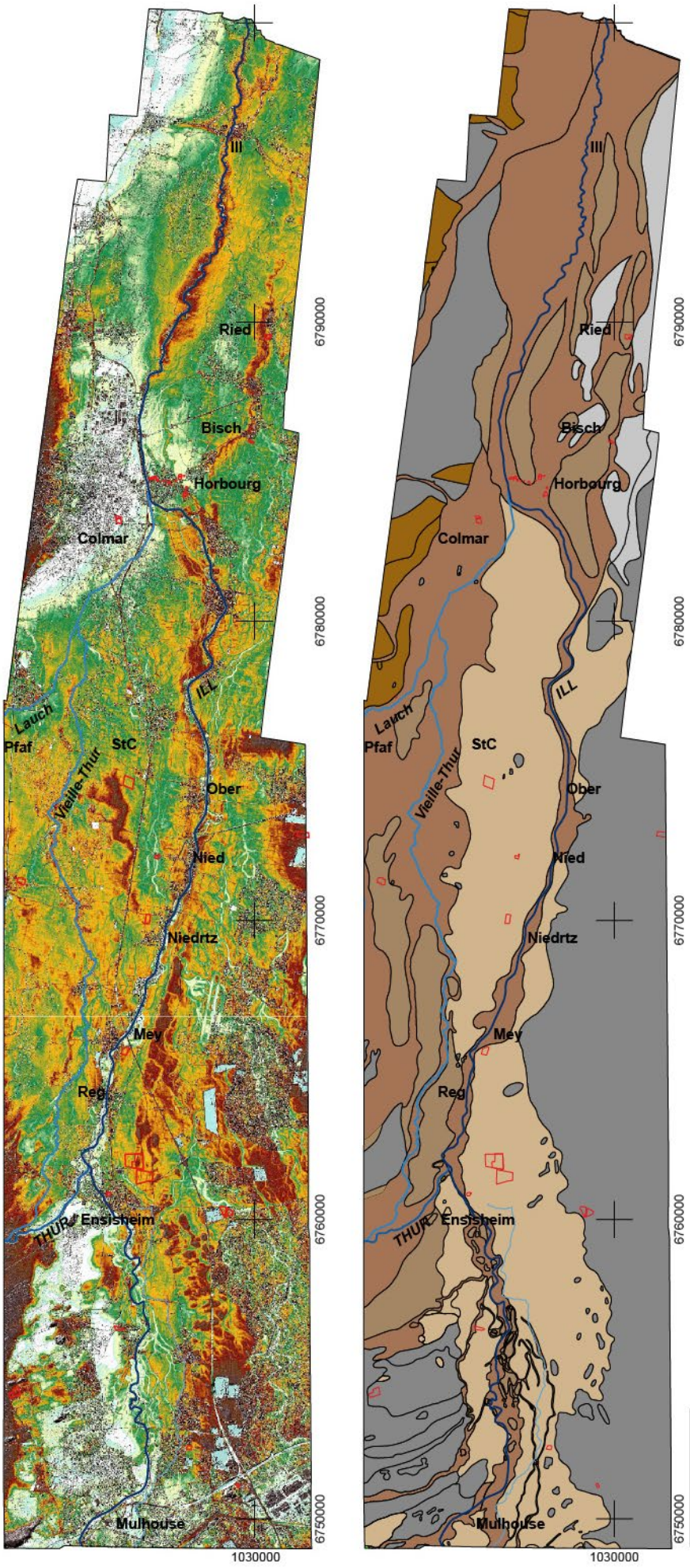


Fig. 248 : La vallée de l'Ill de Mulhouse à Colmar, proposition de réinterprétation des entités morphosédimentaires cartographiées par le BRGM.

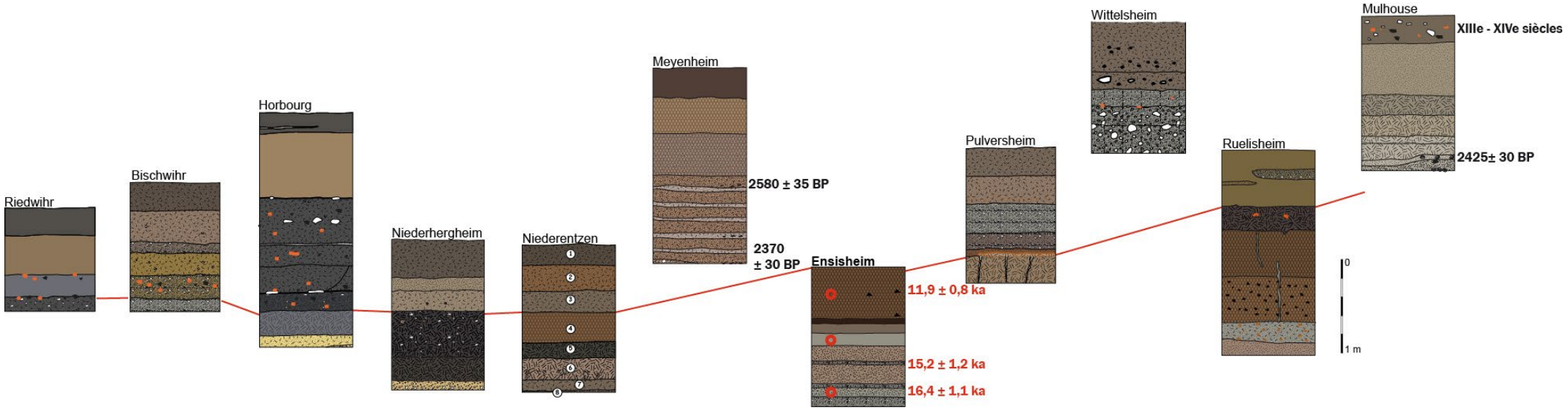


Fig. 249 : La vallée de l'Ill de Mulhouse à Colmar, tendances chronologiques observées. Le trait rouge marque la limite du Subatlantique qui se démarque largement sur tous les profils.

Chap. 8 : Les cônes de la Thur, de la Bruche et de la Zorn

Sur la bordure de la plaine d'Alsace, avant leurs confluences avec l'Ill et le Rhin, les rivières vosgiennes ont déposé de vastes cônes alluviaux attribués au Weichselien par les cartes géologiques (e.g. Maire et al. 1971 ; Blanalt et al. 1972 ; Ménillet et al. 1989 ; Skrzypek et al. 2007 ; 2008). Ces formations couvrent une surface de plus de 215 km^2 (Tab. 82 et Fig. 250) et ont des formes et des tailles variées (Fig. 250). Trois d'entre elles, la Thur, la Bruche et la Zorn, sont exposées ici pour dégager certaines tendances morphosédimentaires, aussi bien dans le massif cristallin des Vosges du Sud, englacé durant le Weichselien, que dans le massif gréseux des Vosges du Nord, libre de glace à la même période.

	Taille des cônes pléistocènes (km2)	Taille des bassins-versants (km2)
Thur	92,01	246,43
Zorn	36,38	743,74
Fecht	35,09	248,33
Giessen	26,85	253,03
Bruche	15,42	448,02
Doller	9,90	177,58

Tab. 82 : taille des cônes weichseliens édifiés par les principaux cours d'eau vosgiens dans la plaine ello-rhénane d'après les cartes géologiques et superficie de leurs bassins-versants en amont de l'apex des cônes d'après la BD Sandre.

8.1. La Thur

La Thur prend sa source à 1150 m, au pied du Rainkopf, sommet situé au sud-ouest de Colmar sur la ligne de crête des Vosges. Elle suit un parcours de 55 km de long, avec une pente globale de 17 ‰, comparable à celles de la Doller, de la Lauch et de la Fecht. En amont de Thann, elle draine un bassin-versant de 210 km^2 façonné dans des séries volcaniques et des granites paléozoïques, des roches majoritairement imperméables, mais avec localement des surcreusements et des dépôts glaciaires pléistocènes, de 30 à 40 m d'épaisseur à Kruth ou d'environ 55 m à Urbès (Maire 1986a). Son réseau hydrographique est structuré en « arêtes de poisson », avec des versants et des lits torrentiels très pentus (Maire 1986a). Son régime est pluvio-océanique avec des hautes-eaux en hiver. Mais l'influence continentale en plaine est responsable d'orages au cours du mois d'août qui peuvent affecter le comportement hydrologique du cours d'eau (Maire 1986a).

8.1.1 Géomorphologie du cône de la Thur

À la sortie des Vosges, des terrasses peu étendues de la Thur et des dépôts de pente attribués au Pléistocène sont notés par la carte géologique (Ménillet et al. 1989 ; Vogt 1992). Un réexamen récent a permis d'attribuer la majeure partie des dépôts, les dépôts à blocs de grès triasique, au Miocène (Ménillet 2019).

La Thur a surtout édifié un vaste cône alluvial, l'*Ochsenfeld*, plus de 90 km^2, attribué au Weichsélien sur la base d'arguments géomorphologiques (Ménillet et al. 1989 ; Vogt 1992, Fig. 251). Sa longueur maximale de Thann à Mulhouse est de près de 20 km, pour un dénivelé de 100 m, soit une pente de 5‰, une valeur identique à celle du cours d'eau actuel. Dans sa partie médiane, à hauteur de Wittelsheim, il est large de 5 km, tandis que dans sa partie distale, il est large de près de 10 km. Il repose au sud contre des collines façonnées dans les marnes-calcaires oligocènes et contre une terrasse alluviale pléistocène coiffée par une séquence loessique épaisse de 5 à 6 m, datée du Weichselien, à Reiningue et Schweighouse (Steiner et al. 2012). Au sud-ouest, il s'appuie contre la colline de Pfastatt, constituée d'au moins deux cycles glaciaires (Franc de Ferrière 1937 ; Mazenot 1963). À hauteur de Wittelsheim, son sommet se situe autour de 270 m NGF et domine le cours actuel de la Thur qui s'écoule à 260 m NGF. Vers l'aval, la Thur s'écoule plusieurs mètres au-dessus de son lit, ce qui explique les

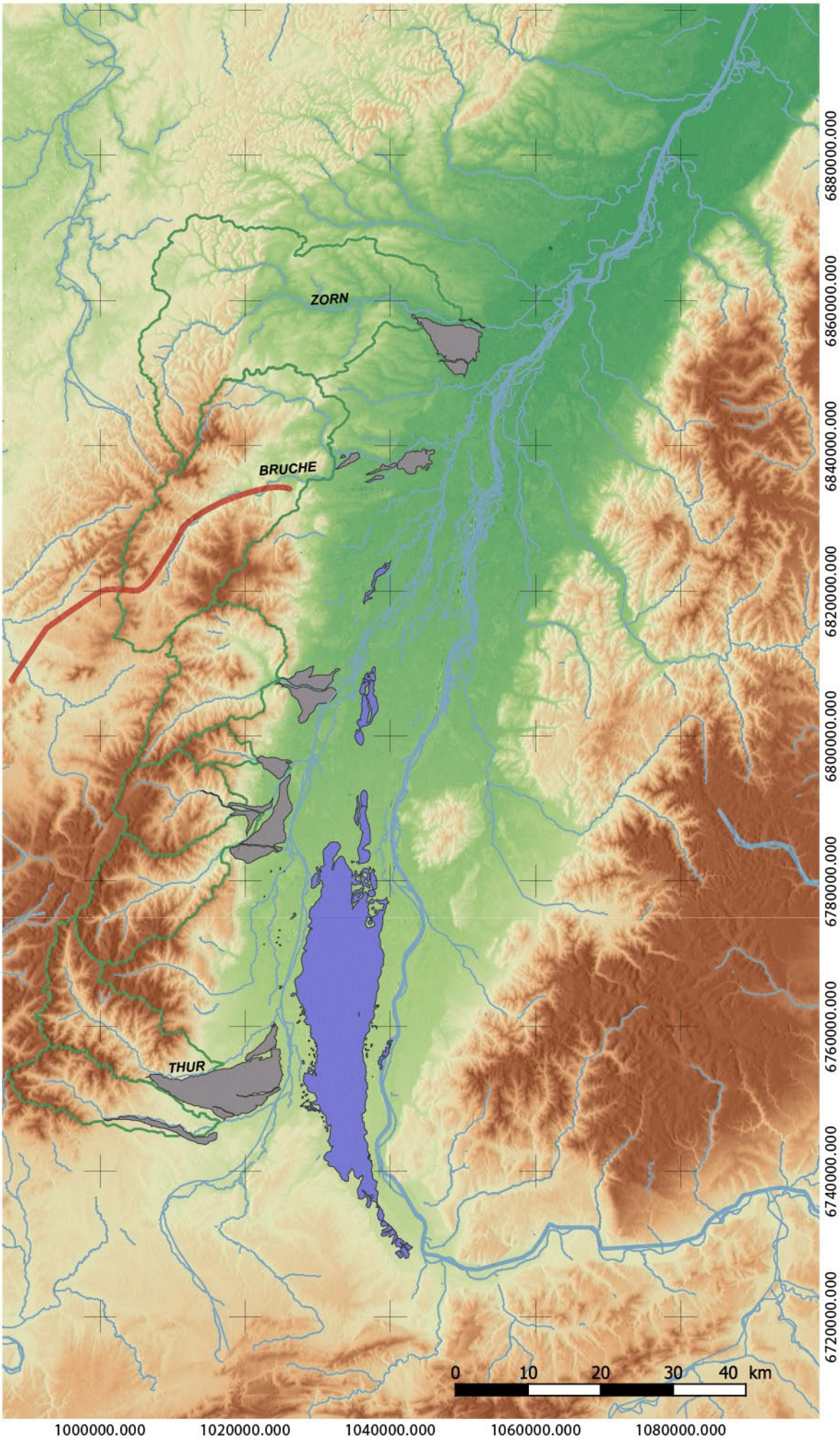


Fig. 250 : bassins-versants et cônes de déjection weichséliens des principaux cours d'eau vosgiens d'Alsace (données BRGM et BD Cartage). La ligne rouge représente la limite entre les Vosges cristallines, au sud, et les Vosges gréseuses, au nord.

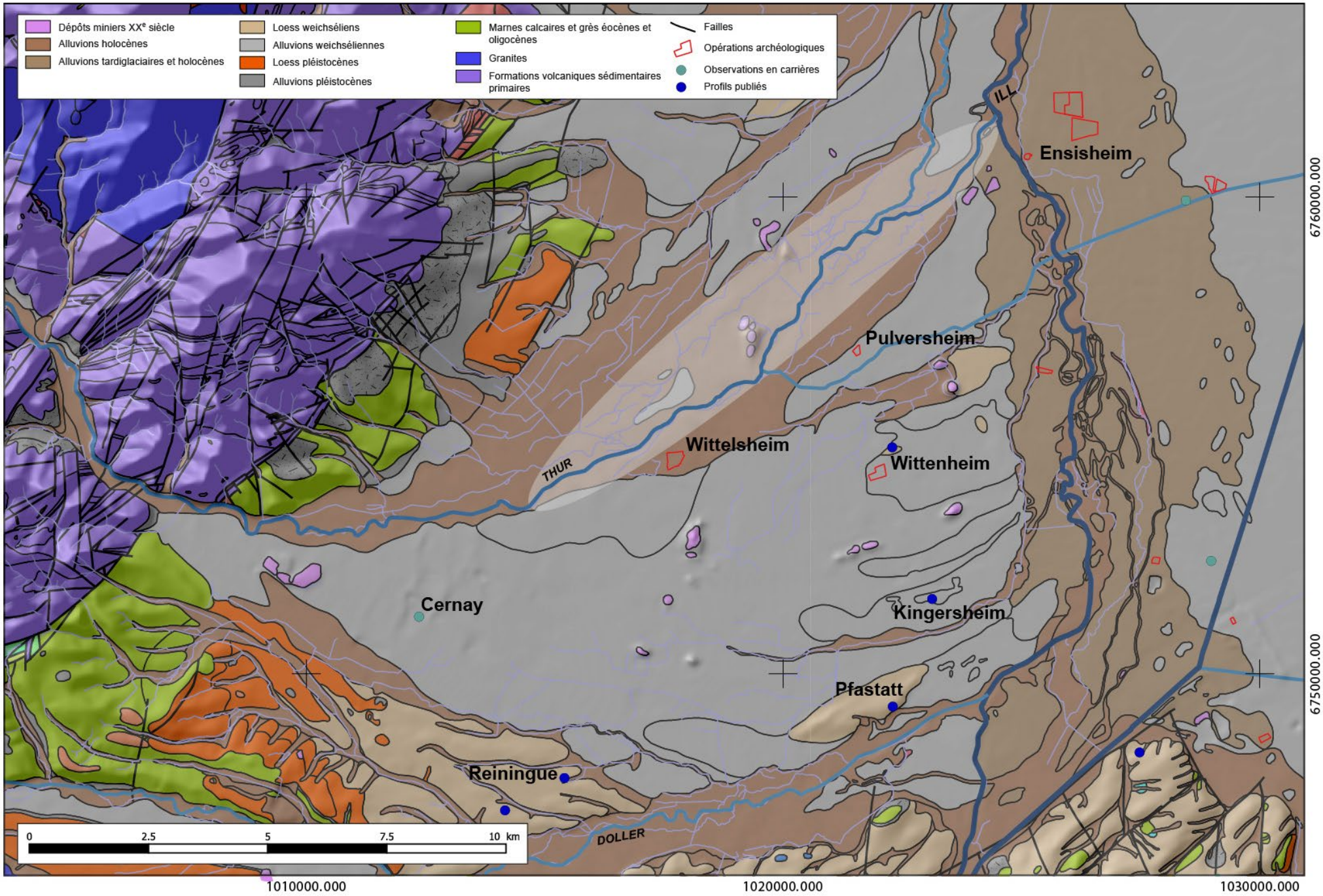


Fig. 251 : Principales entités géologiques du cône de la Thur (d'après Théobald, Hudeley 1976 ; Ménillet et al. 1989 ; Skrzypek et al. 2008) et positions des sites étudiés dans le cadre de la thèse. Les points représentent les profils documentés dans la littérature. Les polygones rouges représentent les opérations d'archéologie préventive étudiées dans le cadre de la thèse. L'ovale plus claire représente le tronçon qui a été marqué par une instabilité récente du lit en relation avec l'extraction minière, avec localement une incision de plus 5 m.

pertes entre Thann et Ensisheim (Maire 1986a) et la naissance de rivières phréatiques comme le *Krebsbach* ou le *Lohbach*. Dans la partie aval de son parcours, entre Uffholz et Ensisheim, les aménagements liés aux mines et à l'urbanisation ont provoqué une instabilité récente du lit, avec localement une incision de plus 5 m (Maire, Cloots 1984). Aujourd'hui, le diamètre moyen de la charge solide de la Thur est d'environ 125 mm à hauteur de Thann, à sa sortie des Vosges (Schmitt 2001).

Franc de Ferrière évoque un sol ancien rubéfié mis au jour sous les graviers, à 5 m de profondeur, lors de travaux effectués à la mine Marie-Louise à Staffelfelden (Franc de Ferriere 1937, page 99). Toutefois, les sédiments qui forment le cône de la Thur sont très mal connus, ce qui tient au peu d'affleurements dans un secteur au cœur du bassin des mines de potasse et en partie boisé. Mazenot apporte quelques éléments à Wittenheim, au nord-est du cône, et à Kingersheim, à l'est du cône (Fig. 251) (Mazenot 1963). À Wittenheim, il décrit « *un front vertical de 3 m de loess brun-jaune clair très peu consistant, tombant très facilement en poudre* », mais le substrat n'a pas été atteint. Sur la base du faciès et de la malacofaune, les dépôts sont rattachés au « loess récent supérieur » (Mazenot 1963), c'est-à-dire au Weichselien supérieur. À Kingersheim, « *un loess brun-jaune, panaché de jaune très pâle, peu consistant, grumeleux, très sableux et très graveleux, de 0,50 m de puissance et portant un lehm de surface de 0,50 m d'épaisseur* » a, quant à lui, livré une malacofaune attribuée à l'extrême fin du dernier glaciaire (Mazenot 1963). Au sommet du cône, à la cote 315, Vogt mentionne pour sa part « *des ruines romaines* », « *recouvertes par des remaniements fluviatiles, bien lités, de galets du cône, sur une hauteur d'1 m* », mais ni la localisation exacte, vers Thann, ni le profil n'ont été publiés (Vogt 1992).

Il est donc difficile d'apprécier l'extension et l'épaisseur des dépôts weichseliens et holocènes sur la seule base de la littérature existante. Des profils ont donc été étudiés à Cernay, Wittenheim, Pulversheim et Wittelsheim, respectivement dans la partie proximale du cône, vers sa bordure orientale, septentrionale et dans la périphérie du lit actuel, pour vérifier les limites des grands corps sédimentaires, préciser leurs épaisseurs et tenter de définir et de dater des horizons repères.

8.1.2 La gravière de « la Croisière » de Cernay

La partie proximale du cône peut être documentée à partir des profils de la carrière Michel, située à environ 5 km de la sortie de la Thur des Vosges, environ 10 m au-dessus du lit actuel de la Thur, dominé par une série de talus (Fig. 251). D'après le carrier, vers 9 à 10 m de profondeur, les galets sont altérés et compris dans une matrice argileuse mais le haut du gisement est homogène. Une coupe de 200 m de longueur orientée est-ouest a été explorée (Fig. 252). Seuls les deux mètres supérieurs étaient accessibles, la base étant talutée. Deux profils permettent d'illustrer la coupe (Fig. 253, Fig. 254 et Tab. 83) :

Profil	Unité	Épaisseur	Description	Age	
1	1	20	galets légèrement sub-anguleux et hétérométriques (1 à 15 cm de diamètre, cortège pétrographique vosgien), matrice composée de sables moyens à grossiers légèrement limono-argileux brun		
1	2	66	galets légèrement sub-anguleux et hétérométriques (1 à 15 cm de diamètre, cortège pétrographique vosgien), matrice composée de sables moyens à grossiers gris		
1	3	17	lits obliques de sables moyens à fins gris	15 ± 0,6 ka	26,3 ± 1,2 ka
1	4	34	sables grossiers gris, gravillon et galets (diamètre maximum : 1 à 2 cm)		
1	5	Base non atteinte	galets légèrement sub-anguleux et hétérométriques (1 à 20 cm de diamètre, cortège pétrographique vosgien), matrice composée de sables moyens à grossiers gris, localement absente ; les petits éléments sont moins émoussés que les gros		
2	1	31	galets légèrement sub-anguleux et hétérométriques (1 à 10 cm de diamètre, cortège pétrographique vosgien), matrice composée de sables moyens à grossiers légèrement limono-argileux brun ;		
2	2	34	galets légèrement sub-anguleux et hétérométriques (1 à 10 cm de diamètre, cortège pétrographique vosgien), matrice composée de sables moyens à grossiers légèrement limono-argileux brun, stratification entrecroisée ;		
2	3	28	galets légèrement sub-anguleux et hétérométriques (1 à 10 cm de diamètre, cortège pétrographique vosgien), matrice composée de sables moyens à grossiers légèrement limono-argileux brun, lentilles de sables fins à moyens gris ;		
2	4	50	lits de sables fins et moyens gris et lits galets, stratification entrecroisée ;	15,5 ± 0,8 ka	30,3 ± 1,7
2	5	Base non atteinte	galets légèrement sub-anguleux et hétérométriques (1 à 15 cm de diamètre, cortège pétrographique vosgien), matrice composée de sables moyens à grossiers gris, localement absente.		

Tab. 83 : Cernay « la Croisière », description des unités mises au jour.

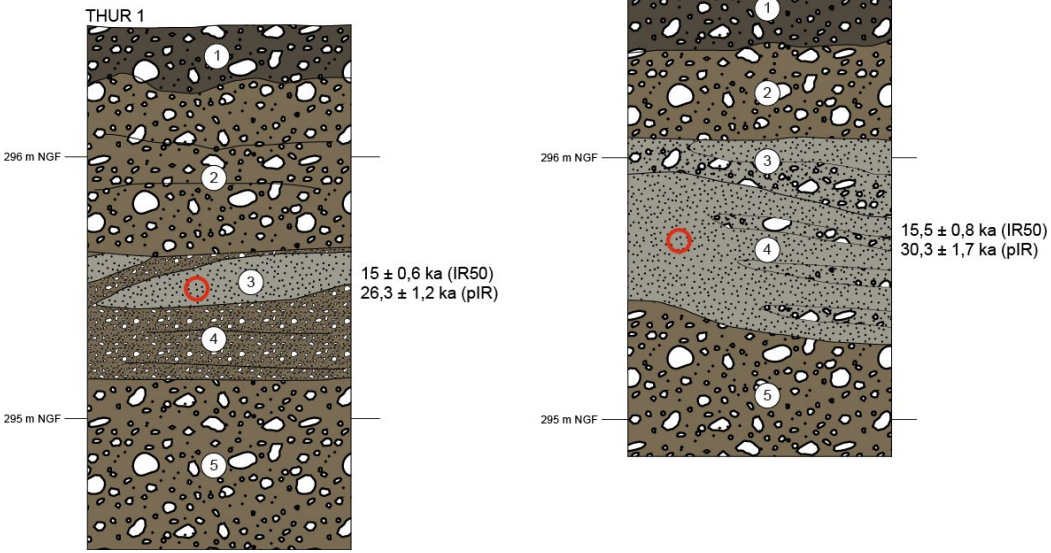


De haut en bas et de gauche à droite :

Fig. 252 : Cernay « la Croisière », vue de la coupe de Cernay. Simon Goudissard indique la position du profil 1.

Fig. 253 : Cernay « la Croisière », profils décrits.

Fig. 254 : Cernay « la Croisière », vue du profil 1.





Les dépôts mis au jour sont grossiers, hétérométriques, d'1 à 20 cm de diamètre moyen, et compris dans une matrice de sables moyens à grossiers. Les petits éléments sont moins émoussés que les gros. Quelques rares lentilles sableuses ont été mises au jour (Fig. 253 et Fig. 254). Elles séparent deux séquences interprétées comme des séquences de crues dans le lit d'un torrent. Celle à la base présente un granoclassement positif (unités 5 à 3). Elle est tronquée par la séquence plus récente (unités 2 et 1). Aucune cryoturbation n'a été mise en évidence. Un sol brun peu évolué s'est développé en surface (unité 1).

Deux datations ont été obtenues dans les sables au sommet de la séquence inférieure (unités 3). Les âges sont similaires dans les deux profils étudiés (Tab. 84). Un écart important, de 11 à 15 ka, est cependant noté en fonction de la méthode utilisée. En domaine alluvial et dans les horizons soumis à d'importantes circulations en eau postérieurement au dépôt des sédiments, les âges pIR se sont jusqu'à présent avérés plus proches de la réalité que les âges IR50, comme par exemple sur la terrasse d'Erstein. En outre, l'attribution des dépôts au Tardiglaciaire interroge quant à la présence de loess en aval. Il est donc tentant de retenir ici les âges pIR225. Il est toutefois étonnant que les âges IR50 correspondent précisément au début du Tardiglaciaire, daté de 14,7 ka dans les glaces du pôle Nord (Rasmussen et al. 2014).

Au final, les datations obtenues confirment l'âge weichselien du cône de la Thur. Si les âges pIR 225 sont retenus, dans la partie proximale du cône, les dépôts de l'avant-dernière séquence alluviale seraient contemporains de la pénultième séquence alluviale rhénane d'Ensisheim. Ils seraient ainsi liés aux interstades de la première partie du Weichselien supérieur. Ils seraient suivis d'une dernière séquence d'alluvions grossières, à mettre en relation avec la déglaciation rapide observée à partir de 17,5 ka (Preusser 2004), puis d'une incision du cône de près de 10 m. Nos observations ne permettent pas en revanche de détailler les dépôts weichseliens plus anciens, ni même d'approcher leur épaisseur. L'altération des galets et la matrice argileuse observées par le carrier vers 9 à 10 m de profondeur ne peuvent être utilisées pour ce faire, ces traits étant plutôt liés à la hauteur de la nappe phréatique dans laquelle baignent les alluvions.

Lab code	Depth (cm)	W%	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka-1)	Grain size (µm)	n	od	De IR50 (Gy)	De pIR225 (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR225 (ka)
THUR-1F	100	15±5	3.52±0.21	11.20±0.70	3.88±0.23	5.26±0.27	150-200	20	0.05/0.05	78.92±1.03	138.49±1.87	15.0±0.6	26.3±1.2
THUR-2F	110	15±5	3.40±0.30	10.40±0.60	3.56±0.20	5.04±0.27	150-200	20	0.08/0.09	78.15±1.48	152.76±3.32	15.5±0.8	30.3±1.7

Tab. 84 : Cernay « la Croisière », âges obtenus par luminescence stimulée optiquement des feldspaths.

8.1.3 Wittenheim « *Auf den Wald* »

Dans la partie distale du cône, cinq sondages ont été ouverts lors d'un diagnostic de près de 7 hectares à Wittenheim (Schneikert, Wuscher 2015), une quinzaine de kilomètres en aval de la sortie des Vosges. La succession stratigraphique se suit d'un sondage à l'autre et est bien illustrée par les profils des tranchées 16 et 19 (Fig. 255, Fig. 256, Fig. 257 et Tab. 85).

Des galets hétérométriques, de 2 à 8 cm de diamètre, ont été mis au jour à la base des profils. Ils sont compris dans une matrice sableuse grise (Fig. 255 et Fig. 253). Leur toit est marqué par des involutions espacées de quelques décimètres. Ils sont coiffés localement par des lits millimétriques à centimétriques de limons sableux beige-blanc et de sables limoneux beige orangé (profil 16, unité 5) et de limons sableux beige pâle (profil 16, unité 4). Des limons argileux brun orangé à structure prismatique sont enracinés dans ces dépôts (profil 16, unité 3 et profil 19, unité 2) et parfois directement dans les galets (profil 19, unité 3). La succession se poursuit dans le profil 16 par des limons légèrement sableux, beige-brun, avec une structure polyédrique effondrée (unité 2). Elle se termine par un horizon brun-gris labouré.

Les galets à la base sont des dépôts de fond de chenal de la Thur. Ils sont plus petits que ceux de Cernay « la Croisière », ce qui tient probablement de leur position, dans la partie distale du cône, suggérant une baisse de compétence du cours d'eau. Vu le nombre limité de profils, il n'est pas possible de restituer la géométrie de la plaine au moment de leur dépôt. Les involutions observées à leur sommet sont des déformations cryogéniques.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
16	1	0,27	limons légèrement sableux, brun gris, structure labourée
16	2	0,16	limons légèrement sableux, beige brun, structure polyédrique effondrée
16	3	0,32	limons argileux, brun orangé, structure prismatique bioturbée.
16	4	0,16	limons sableux, beige très pâle, structure massive légèrement bioturbée, présence de conduits biologiques (quelques millimètres de larges pour quelques centimètres de long) remplis de sédiments bruns issus de 16.3.
16	5	0,26	lits millimétriques à centimétriques de limons sableux beige blanc et de sables limoneux beiges orangés, des filaments oxydes de fer et de manganèse soulignent les lits. La moitié supérieure de l'unité est riches en granules calcaires et en pseudomycelium. La moitié inférieure de l'unité est pénétrée par des involutions de graviers issus de l'unité sous-jacente (cryoexpulsions).
16	6	0,22	galets sub-anguleux sombres (diamètre moyen de 2 cm, diamètre maximum de 6 cm, gneiss, schistes et granites, absence de calcaires secondaires), matrice sablo-limoneuse gris beige.
16	7	0,2	galets sub-anguleux sombres (diamètre moyen de 3 à 4 cm, diamètre maximum de 8 cm, gneiss, schistes et granites, absence de calcaires secondaires), pas de matrice.
16	8	Base non atteinte	galets sub-anguleux hétérométriques sombres (diamètre moyen de 2 à 3 cm, diamètre maximum de 6 cm, gneiss, schistes et granites, absence de calcaires secondaires), matrice sablo-gravillonneuses grise.
19	1	0,28	limons légèrement sableux, brun gris, structure labourée.
19	2	0,26	limons argileux, brun orangé pâle, structure prismatique très compacte.
19	3	0,2	galets sub-anguleux hétérométriques dans une matrice compacte et dure d'argile orangée à rouge.
19	4	Base non atteinte	galets sub-anguleux hétérométriques, matrice sablo-gravilloneuse.

Tab. 85 : Wittenheim « *Auf den Wald* », profils décrits.

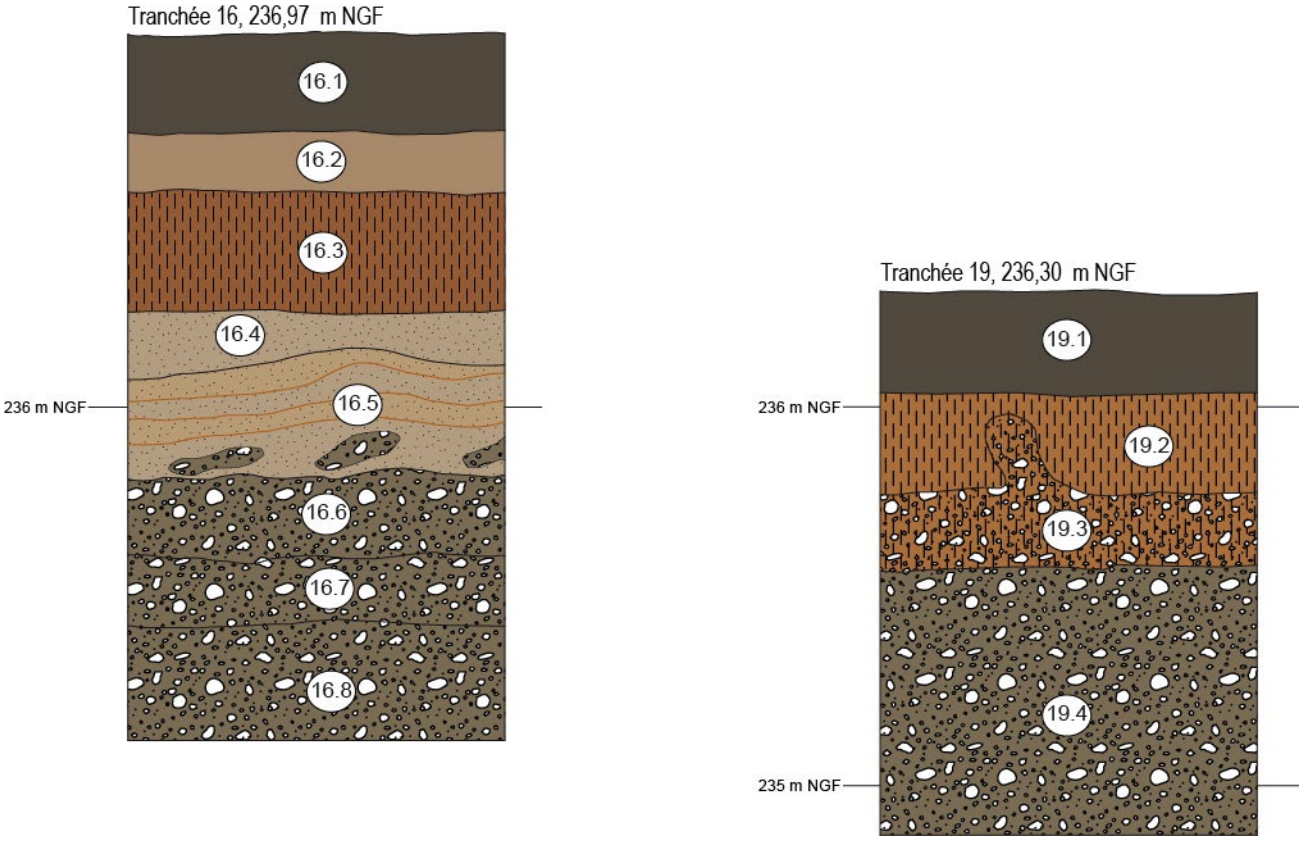


Fig. 255 : Wittenheim « *Auf den Wald* », description des unités mises au jour.

Les dépôts limoneux qui les recouvrent sont des loess. Ils sont lités à la base et mélangés avec des sables éoliens (profil 19, unité 4) et plus massifs au sommet (profil 19, unité 3). Leur épaisseur est variable, ce qui tient au caractère ondulé du toit des alluvions sous-jacentes et aux dynamiques éoliennes (petites gredas peu exprimées ?). La limite inférieure nette, la structure prismatique et la couleur orangée de l'unité qui les coiffe (unité 2 du profil 19 et unité 3 du profil 16) sont les caractères d'un horizon BT de luvisol. Les limons beige-brun qui le recouvrent tranchée 16 (unité 2) sont interprétés comme un horizon éluvié. Le terme supérieur de tous les profils est plus organique et marqué par les labours.

Les loess exposés ici occupent la même position que les loess du Weichselien supérieur épais d'au moins 3 m décrits par Mazenot (1963), environ 600 m au nord des profils présentés ici. Le type de faciès observé, ainsi que l'absence de gley, cadrent bien avec cette attribution. Au final, ces nouvelles observations confirment les contours des alluvions weichseliennes de la carte géologique. Celle-ci distingue par ailleurs dans le secteur plusieurs lobes, sans que leurs contours et les faciès ne soient détaillés.



Fig. 256 : Wittenheim « *Auf den Wald* », vue du profil 16.



Fig. 257 : Wittenheim « *Auf den Wald* », vue du profil 20.

8.1.4 Pulversheim « *Ochsenweilde* »

Pulversheim se situe sur un des lobes cartographiés en partie distale du cône et attribués au Pléistocène supérieur (Théobald et Hudeley 1976 ; Skrzypek et al. 2008). Celui-ci est séparé du cône par une série de paléochenaux, mais la topographie du secteur est faiblement différenciée. Son sommet se situe 10 m plus bas que la partie bombée du cône. Un diagnostic de deux hectares a permis de documenter les sédiments qui le constituent (Schneikert, Wuscher 2016). Le profil de la tranchée 5 permet d'illustrer la succession stratigraphique (Fig. 258 et Tab. 86).

La succession stratigraphique observée est constituée à la base de galets vosgiens hétérométriques, de 2 à 6 cm de diamètre compris dans une matrice sableuse (tranchée 11). Elle se poursuit par des limons argileux gris orangé avec une structure prismatique marquée (unité 7). Des langues grises marquent leur sommet (unité 6). De nombreux fragments de céramiques non tournées attribués à la transition Bronze final IIIb/Halstatt C, autour de 900-700 avant notre ère, ont été mis au jour au sommet de ces unités. Ils sont en relation avec des creusements anthropiques peu profonds, en grande partie tronqués par les dépôts postérieurs, des sables (unité 5) et des galets vosgiens hétérométriques, de 1 à 4 cm de diamètre, dans une matrice sablo-argileuse gris-brun (unités 4 et 3). Dans un chenal de quelques mètres de large mis au jour dans la tranchée 6, l'unité s'épaissit d'au moins 1 mètre, les éléments sont plus grossiers, jusqu'à 15 cm de diamètre et la matrice est absente. Le terme sommital de la séquence est constitué de limons sableux, plus brun en surface (unités 1 et 2, Fig. 259 et Fig. 260).

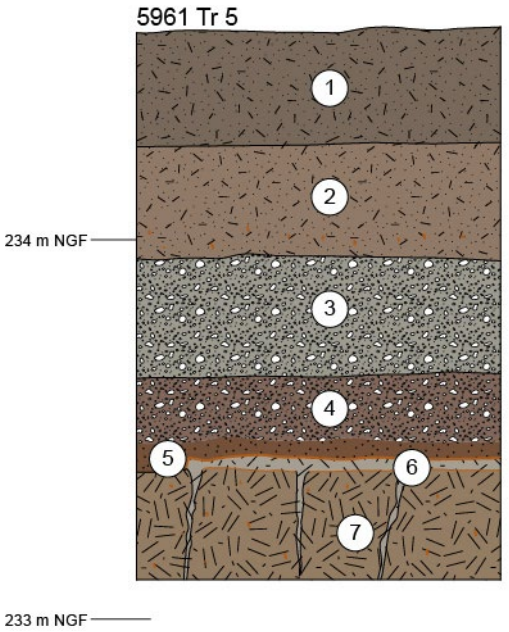


Fig. 258 : Pulversheim « *Ochsenweilde* », tranchée 5, profil représentatif de l'emprise diagnostiquée.



Fig. 259 : Pulversheim « *Ochsenweilde* », vue du profil de la tranchée 6.



Fig. 260 : Pulversheim « *Ochsenweilde* », vue du profil de la tranchée 5.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
5	1	0,31	limons argilo-sableux, brun, structure massive bioturbée à tendance grumeleuse
5	2	0,29	sables fins limono-argileux, gris brun, structure bioturbée, présence d'oxydes de fer à la base de l'unité
5	3	0,32	galets vosgiens hétérométriques (1 à 2 centimètres de diamètre moyen, 4 à 5 centimètres de diamètre maximum) et matrice constituée de sables grossiers à moyens gris
5	4	0,16	galets vosgiens hétérométriques (1 à 2 centimètres de diamètre moyen, 4 centimètres de diamètre maximum), matrice constituée de sables fins argileux bruns avec des nodules d'oxydes de fer
5	5	0,05	sables argileux, brun rouge
5	6	0,05	argiles limoneuses, gris
5	7	Base non atteinte	limons argileux, légèrement sableux, gris marbré d'orange, présence de fissures remplies d'argiles grises qui dessinent des polygones émoussés (cellules de 20 à 30 cm de diamètre)

Tab. 86 : Pulversheim « *Ochsenweilde* », description des unités rencontrées.

Les galets à la base sont des dépôts de fond de chenal de la Thur. Il n'est pas possible de restituer la géométrie de la plaine au moment de leur dépôt. La couleur et la structure prismatique marquée des limons argileux postérieurs (unités 7 et 6) sont des dépôts de plaine d'inondation qui ont évolué ensuite en horizon BT de luvisol. Ce dernier a été tronqué après le premier âge du Fer par une nappe de graviers en relation avec un chenal de quelques mètres de large qui témoigne d'une défluviation de la Thur.

La mise en évidence d'une nappe de graviers, épaisse de 0,5 à 1 m, montre que le lobe de Pulversheim, attribué à la dernière glaciation par la carte géologique du cône de la Thur est donc encore actif à l'Holocène. Cette configuration rappelle celle de la vallée de l'Ill, où des levées et des petits cônes alluviaux holocènes ont été mis en évidence. Tout comme dans la vallée de l'Ill, après une longue phase de stabilité de la plaine qui permet le développement d'un sol évolué, le Subatlantique constitue une période de rupture, avec un élargissement de l'espace de mobilité du torrent et le dépôt de nappes alluviales grossières.

8.1.5 Wittelsheim « *Hohmatten* »

L'espace de divagation présumé de la Thur depuis le Tardiglaciaire (Théobald et Hudeley 1976, Fig. 251) a été documenté par un diagnostic de neuf hectares implanté à Wittelsheim, 20 m en contrebas du toit du cône, à moins d'un kilomètre de son tracé actuel (Bachellerie, Wuscher 2017b). La succession stratigraphique de la tranchée 112 est représentative de l'emprise diagnostiquée (Fig. 261 et Tab. 87).

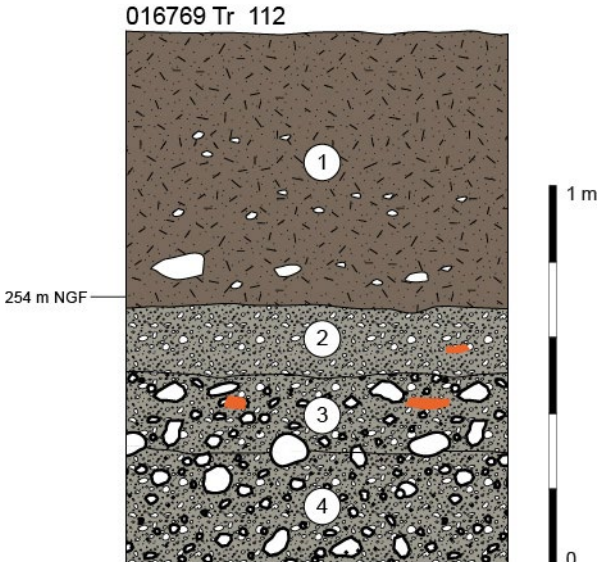


Fig. 261 : Wittelsheim « *Hohmatten* », profil représentatif du diagnostic.

La succession stratigraphique est constituée à sa base de galets hétérogènes, de 5 à 10 cm de diamètre moyen avec des éléments pouvant atteindre 30 cm de diamètre, dans une matrice sableuse grossière grise avec des oxydations ferro-manganiques diffuses (unité 4). Elle se poursuit avec des galets sans matrice, imbriqués (tuilage), de 3 cm de diamètre moyen, de 20 cm de diamètre maximum, avec des fragments de tuiles romaines et des figures stratigraphiques planes (unité 3). Dans l'unité suivante, le diamètre moyen des galets est de 5 cm, mais le diamètre maximum n'excède pas 10 cm (unité 2). Les éléments sont pris dans une matrice sableuse grossière grise. La succession se termine par des sables fins limoneux avec quelques bancs de galets

Profil	Unité	Épaisseur	Description
112	1	0,72	sables fins limoneux, bancs de galets lâches (5 à 6 cm de diamètre moyen, 10 cm de diamètre maximum)
112	2	0,19	galets (5 cm de diamètre moyen, 10 cm de diamètre maximum), stratification plane, matrice sableuse grossière grise, fragments de tegulae
112	3	0,2	galets (3 cm de diamètre moyen, 10 à 20 cm de diamètre maximum), structure en openwork, stratification plane, les éléments sont imbriqués les uns dans les autres (tuilage), fragments de tegulae
112	4	Base non atteinte	galets hétérogènes (5 à 10 cm de diamètre moyen, 30 cm de diamètre maximum), matrice sableuse grossière grise avec des oxydations ferro-manganiques diffuses, les éléments sont imbriqués les uns dans les autres (tuilage)

Tab. 87 : Wittelsheim « *Hohmatten* », description des unités rencontrées.

lâches (5 à 6 cm de diamètre moyen, 10 cm de diamètre maximum).

Les dépôts de galets sont interprétés comme des dépôts de fond de chenal dont la géométrie et le style fluvial sont difficiles à préciser en l'absence de coupes continues. Comme à Ensisheim – Reguisheimerfeld, il est difficile de distinguer les différentes nappes alluviales grossières. Les plus récentes, les unités 3 et 2, sont contemporaines ou postérieures à l'époque antique, c'est-à-dire postérieures au changement d'ère. L'unité 1 témoigne quant à elle d'un ralentissement des débits, probablement lié au déplacement du lit du torrent vers sa position actuelle, peut-être relativement récemment, ce qui expliquerait l'absence de sol à la surface des profils.

8.1.6 Bilan sur la Thur

En partie proximale, à Cernay « la Croisière », 10 m au-dessus de la plaine actuelle, une nappe grossière avec des éléments pouvant atteindre 20 cm de diamètre est attribuée au Weichselien supérieur d'après sa position, ses caractères sédimentaires et deux datations OSL. En partie distale, également 10 m au-dessus de la plaine actuelle, à Wittenheim « *auf den Wald* », les galets sont plus petits, 8 cm de diamètre maximum. Ils sont recouverts par des loess, dont l'épaisseur dépasse localement 3 m et dont le contenu malacologique a été attribué au Weichselien supérieur (Mazenot 1963). Ainsi, dans leurs grandes lignes, les données présentées ici sont en accord avec les attributions chronologiques de la carte géologique, avec un cône dont la partie sommitale est formée au Weichselien, une couverture loessique localisée et une incision tardiglaciaire et holocène, dont la nappe de galets riche en terre cuite antique de Wittelsheim, 10 m en contrebas de la partie bombée du cône, permet de prendre la mesure. La succession stratigraphique de Pulversheim, en révélant l'existence d'une terrasse alluviale grossière holocène, 7 m au-dessus du lit actuel, complique toutefois ce schéma (Fig. 262). En outre, la topographie et le lit de la Thur ont été bouleversés par les travaux miniers (Maire, Cloots 1984), sans que leurs effets n'aient été précisément quantifiés dans des documents publics faciles d'accès, ce qui complique l'analyse de la géométrie du cône. Enfin, hormis pour les loess et les alluvions les plus récentes, il est difficile d'apprécier l'épaisseur des dépôts, problème déjà rencontré dans la vallée de l'Ill. Retrouver, étudier et dater le sol ancien rubéfié évoqué par Franc de Ferrière (1937) sous les graviers, à 5 m de profondeur dans l'enceinte de la mine Marie-Louise à Staffelfelden permettrait de faire avancer la question.

En termes de faciès, les galets pléistocènes mis au jour à Cernay et à Wittenheim ressemblent fortement aux dépôts holocènes de Wittelsheim. Il est donc difficile de définir des horizons repères, même si les dépôts pléistocènes sont parfois marqués par des cryoturbations, comme par exemple à Wittenheim. Localement, les dépôts pléistocènes sont également couverts de loess dont l'épaisseur varie très vite, de quelques décimètres à plus de 3 m. Ceux-ci n'ont pas livré de paléosol et deux types de faciès ont été mis au jour, des sables éoliens lités et des loess typiques, des dépôts typiques de la deuxième partie du Pléniglaciaire supérieur (chapitre 3 et 5), postérieurs à 22 ka. Sur ces dépôts, mais aussi sur des alluvions fines dans certaines portions de la plaine, comme par exemple à Pulversheim, un horizon BT de luvisol s'est développé après la dernière glaciations (Fig. 262). Le paléosol développé sur des alluvions mis au jour à Pulversheim évoque le complexe pédologique tardiglaciaire et holocène mis en évidence dans la vallée de l'Ill.

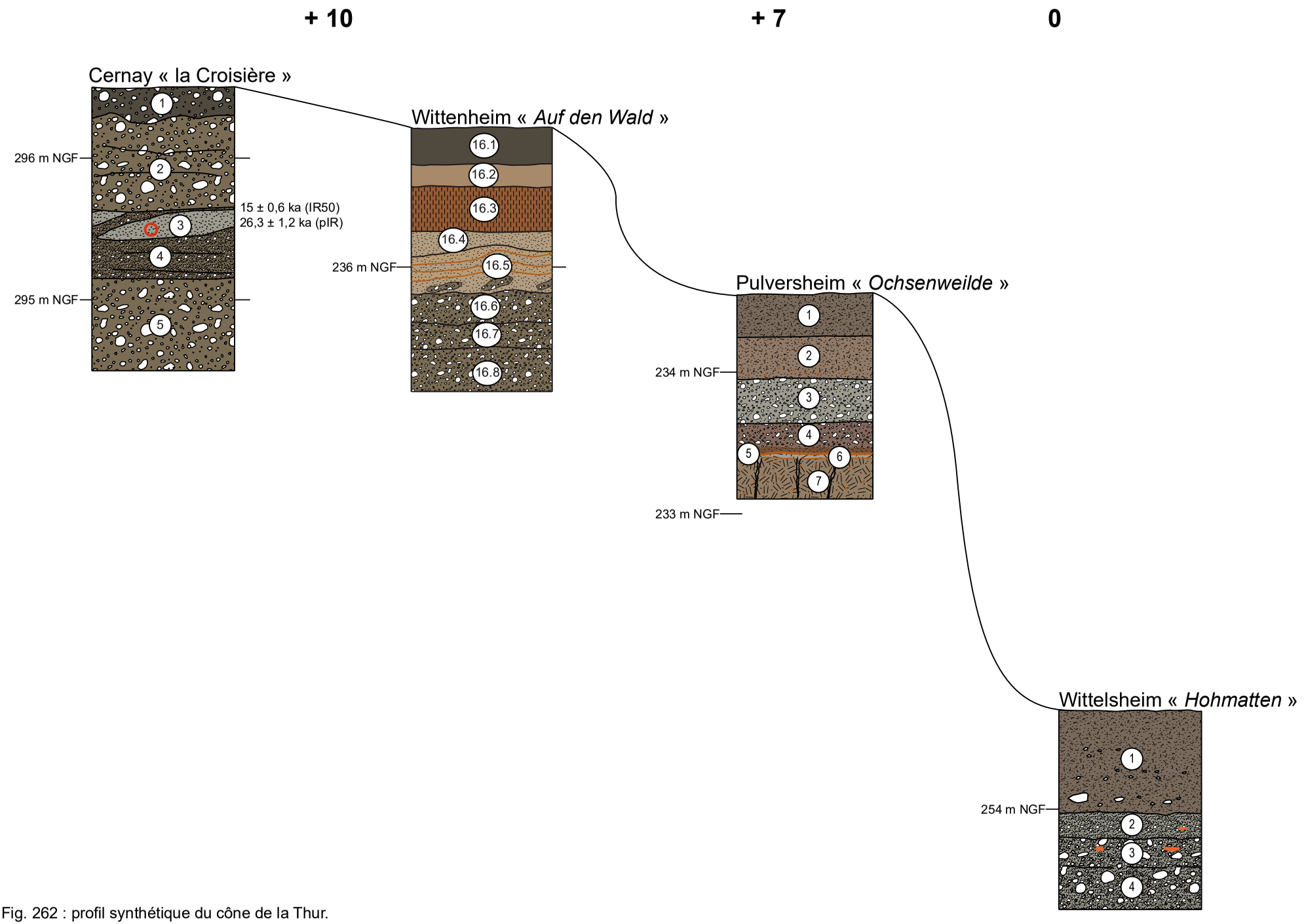


Fig. 262 : profil synthétique du cône de la Thur.

8.2. La Bruche

La Bruche prend sa source à 690 m d'altitude, à proximité de Saales, au pied du Climont (Fig. 250). Jusqu'à Urmatt, son bassin-versant est montagneux et la pente globale de son lit est supérieure à 15 ‰. À partir d'Urmatt, l'altitude du relief s'abaisse, la pente globale du lit est moins raide, autour de 4 ‰, mais la vallée reste étroite, moins d'un kilomètre de large, et conserve son caractère montagnard. La partie montagneuse de son bassin-versant se situe en limite des Vosges cristallines et des Vosges gréseuses, ce qui conditionne une dissymétrie des versants, liée à la présence de matériaux imperméables au sud et de matériaux perméables au nord. À Urmatt, la Bruche traverse la faille vosgienne, en réalité un faisceau de faille (Von Eller et al. 1975), et entre dans un champ de fractures. Celui-ci est constitué des séquences du Trias, principalement des grès du Buntsandstein coiffés par les marnes-calcaires du Muschelkalk. Il domine le Champ de Fractures de Saverne présent plus au nord. Il explique l'atténuation importante de la pente amont aval. Après Mutzig, la plaine s'élargit pour atteindre 4 km de large et le cours d'eau reçoit son dernier affluent, la Mossig. En aval de cette confluence, le cours d'eau a drainé un bassin-versant de 448 km^2. Son régime d'écoulement est pluvial océanique, avec de hautes eaux en hiver et des orages d'été qui ne compensent pas l'évapotranspiration (Maire, Humbert 1983).

8.2.1 Géomorphologie de la basse Bruche

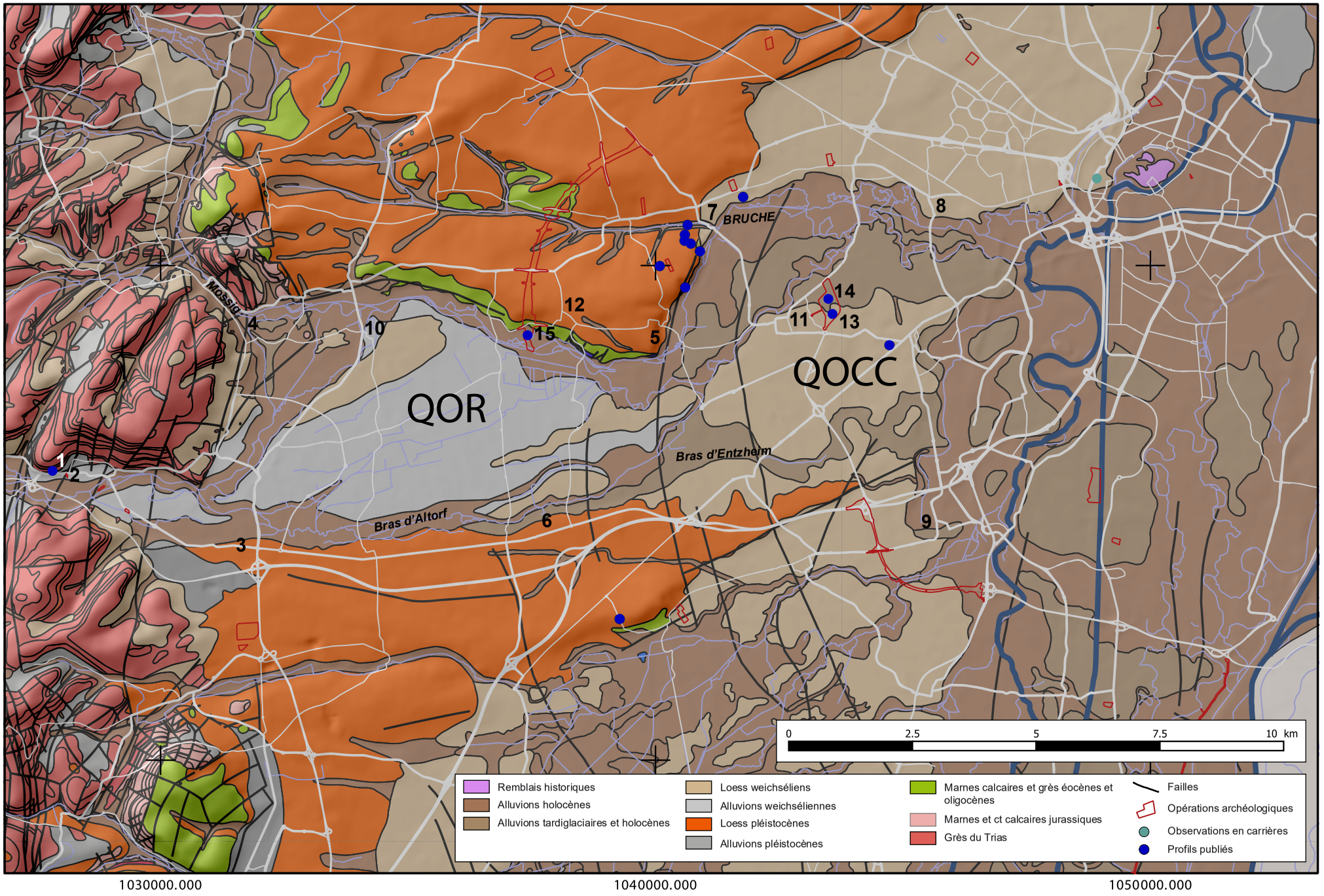
La basse Bruche est constituée de deux quadrilatères dont les côtés sud sont alignés et matérialisés par un talus d'orientation est-nord-est. À l'ouest, les angles du premier quadrilatère se situent à Dorlisheim, Avolsheim, où la Bruche reçoit les eaux de la Mossig, Hangenbieten et Duppigheim. Dans ce secteur, la plaine est large de 4 km. Les angles du second quadrilatère se trouvent à Duppigheim, Achenheim, Eckbolsheim et au nord du village de Kratz. La plaine est large ici de 5 km. Les deux quadrilatères se touchent à hauteur de Hangenbieten-Duppigheim, où la vallée se rétrécit : sa largeur n'est plus que de 2,6 km (Fig. 263).

La limite occidentale de la vallée est façonnée dans les coteaux de calcaire et de dolomie du Trias qui constituent la bordure méridionale du champ de fractures de Saverne. Sa limite sud, une colline rectiligne, est façonnée dans des argiles et des marnes calcaires oligocènes. Elle est poursuivie par la terminaison nord de la terrasse d'Erstein. Ses limites nord, de Avolsheim à Hangenbieten, puis de Hangenbieten à Achenheim, sont façonnées dans les argiles et les marnes calcaires oligocènes couvertes par une épaisse succession loessique. Enfin, d'Achenheim à Eckbolsheim, elle est limitée par la terrasse de Schiltigheim, qui englobe deux ensembles morphosédimentaires (chapitre 5). Le plus ancien, la terrasse de Schiltigheim à proprement parler est recouverte par un paléosol eemien et par des loess weichseliens (Puisségur 1965). Le plus récent pourrait être l'équivalent de la terrasse d'Erstein. La complexité géomorphologique du secteur serait liée à la structure du socle et au passage de la faille de Vittel, sur lesquelles se surimpose le rift intraplaque oligo-miocène (Vogt 1992).

Dans la Basse-Plaine, le quadrilatère oriental (QOR) est marqué par deux thalwegs qui longent respectivement son côté sud et ses côtés ouest et nord (Fig. 263). Le premier est occupé par le ruisseau d'Altorf, le second par le tracé actuel de la Bruche. Le quadrilatère occidental (QOCC) est marqué par trois thalwegs. Au pied de son côté sud, se trouve le bras mort d'Entzheim. Le long de son côté ouest et nord, un deuxième thalweg est occupé par le canal de la Bruche creusé au XVIIe siècle (Maire 1966) et par le cours actuel de la Bruche dans sa terminaison orientale. Un troisième thalweg est situé dans la diagonale SO-NE du quadrilatère et est occupé par la terminaison nord du Bras d'*Altorf* et par le tracé actuel de la Bruche. Le Bras d'*Altorf* a été entretenu et recreusé aux XVIIIe et XIXe, tandis qu'en aval de Kolbsheim, la Bruche s'inciserait depuis le début du XXe, suite aux travaux d'aménagement et à l'enfoncement du Rhin (Maire, Humbert 1983). Le diamètre moyen de la charge actuelle du lit dans la basse Bruche est compris entre 44 mm à l'amont et 18 mm à l'aval (Schmitt 2001).

À partir de Mutzig, quatre niveaux de terrasses ont été définis sur la base de la topographie et des faciès qui les composent (Théobald 1955 ; Maire 1967) :

• une haute terrasse (située environ entre 185-190 m), entre Dorlisheim et le *Gloeckelsberg*, domine la basse Bruche. Elle est couverte par deux séries de loess (voir infra, page XX) et a livré des restes de *Mammuthus Trogontherii* (Théobald 1970) ;
• une moyenne terrasse se situe sur la rive droite du Ruisseau d'*Altorf*, en limite sud des deux quadrilatères, entre 180 et 160 m d'altitude ;


QOR
QOCC
Bras d'Altorf
Bras d'Entzheim
Mossig
BRUCHE
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
0
2.5
5
7.5
10 km
Remblais historiques
Alluvions holocènes
Alluvions tardiglaciaires et holocènes
Loess weichséliens
Alluvions weichséliennes
Loess pléistocènes
Alluvions pléistocènes
Marnes calcaires et grès éocènes et oligocènes
Marnes et ct calcaires jurassiques
Grès du Trias
Failles
Opérations archéologiques
Observations en carrières
Profils publiés
1030000.000
1040000.000
1050000.000
6840000.000
6830000.000

• une basse terrasse, couverte dans le quadrilatère aval, à Lingolsheim, Entzheim et Holtzheim, par environ 1 m de loess (Castéla, Tricart 1958). Elle domine la plaine de l'Ill de 6 m et est limitée au sud, par une large vallée morte, le bras d'Entzheim ; dans le quadrilatère amont en revanche, il s'agit d' « un vaste épandage aux ondulations molles (160-170 m d'altitude) » (Maire 1967), où les loess ne sont présents que sur les bordures, sous la forme de trois langues de quelques centaines de mètres de large pour quelques kilomètres de long orientées grossièrement nord-ouest/sud-est, à Dachstein et entre Duttlenheim et Kolbsheim ;
• une très basse terrasse, la terrasse du Roettig, non inondable, entre Hangenbieten et Lingolsheim, domine le cours actuel d'environ 2 mètres. Elle est attribuée à l'Holocène sur la base de l'absence de couverture loessique à son sommet (Maire 1967 ; Von Eller et al. 1975).

Dans la basse terrasse, à Lingolsheim, a été décrite une coupe comprenant, de haut en bas, des formations loessiques épaisses de 1 à 1,5 m, 5 m de sables vosgiens avec des lentilles de graviers et un cailloutis rhénan noyé par la nappe phréatique (Castéla, Tricart 1958). Des coquilles de mollusques ont été prélevées dans « une importante lentille de limon ocre-gris, d'une épaisseur maximale de 0,8 m, qui semblait colmater un ancien chenal dans le sommet des cailloutis rhénans. L'assemblage comprend *Valvata piscinalis*, *Bythinia tentaculata*, *Planorbis* spp., *Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Valvata pulchella*, *Vertigo antivertigo*, *Succinea* sp. Les vestiges aurignaciens découverts au début du XXe siècle sont quant à eux replacés au sommet des alluvions vosgiennes (Castéla et Tricart 1958). Malheureusement, aucun dessin n'a été produit et les altitudes n'ont pas été publiées. Dans le même secteur, des marnes argileuses, jaune-verdâtre, attribuées sur la base du faciès à l'Oligocène ont été décrites à la base de deux profils dégagés par la Bruche par sapement de berge. Leur toit se situerait à 140,2 m NGF (Maire 1966).

À sa confluence avec la Bruche, la Mossig aurait déposé un petit cône alluvial, constitué des unités suivantes, de haut en bas (Maire 1967) :

• « 1 m environ de matériel sablo-limoneux brun clair, avec, à la base, un lit peu épais de petits galets (inférieurs à 4 cm). L'observation des décimètres supérieurs s'avère difficile du fait de la végétation.
• en dessous, un niveau argilo-sableux blanchâtre de 30 cm d'épaisseur, consolidé et strié dans sa masse de petites concrétions ferrugineuses discontinues. La réaction à l'acide est violente, mais l'ensemble ne présente aucun caractère des loess. Il s'agit donc d'une sorte d'encroûtement calcaire.
• enfin, se rencontrent des lits de galets assez homométriques d'abord (6 à 10 cm de long) passants vers le bas à des graviers. Puis de nouvelles strates de galets, hétérométriques cette fois, de sables et de graviers ; on ne discerne aucune disposition bien nette. L'ensemble, assez consolidé, est de teinte rouge vif. Cette formation, visible sur 1,2 m, se continue en dessous du niveau d'étiage. » (Maire 1967)

Au final, un système cohérent a été élaboré dans la basse Bruche, mais aucune datation numérique ne l'a encore conforté. Il est en outre nécessaire de mieux définir l'extension, les faciès et les liens fonctionnels des différentes formations morphosédimentaires weichseliennes grâce à de nouveaux profils. La fouille programmée ainsi qu'un diagnostic archéologique mené à Mutzig, une fouille à Holtzheim et la portion méridionale d'un des diagnostics menés préalablement aux excavations du Contournement Ouest de Strasbourg à Kolbsheim complètent la trame de données existantes sur la basse Bruche et ont fait l'objet de datations numériques.

Fig. 263 : Principales entités géologiques de la basse Bruche (d'après Maire et al. 1971 ; Skrzypek et al. 2007) et positions des sites mentionnés dans le texte. Les points représentent les profils documentés dans la littérature. Les polygones rouges représentent les opérations d'archéologie préventive étudiées dans le cadre de la thèse. Masquées par les loess, les haute et moyenne terrasses n'apparaissent que partiellement sur la carte. 1 : Mutzig *Rain* ; 2 : Mutzig, rue Schweitzer ; 3 : Dorlisheim ; 4 : Avolsheim ; 5 : Hangenbieten ; 6 : Duppigheim ; 7 : Achenheim ; 8 : Eckbolsheim ; 9 : Kratz ; 10 : Dachstein ; 11 :Holtzheim ; 12 : Kolbsheim ; 13 : profil terrasse de Lingolsheim ; 14 : profils terrasse du Roettig ; 15 : profils de Kolbsheim.

8.2.2 Mutzig « *Rain* »

Mutzig « *Rain* » est un abri-sous-roche situé en limite occidentale de la basse Bruche, sur les derniers contreforts du champ de fractures. Il fait l'objet d'une campagne de fouilles chaque été depuis 2011 et d'études tout au long de l'année (Koehler et al. 2016 ; 2020). Il se trouve au pied du massif du Felsbourg, long de près de 300 m pour un dénivelé d'environ 130 m et est façonné dans les grès du Buntsandstein coiffé par des calcaires Muschelkalk. Il est comblé et recouvert par des dépôts de pente. Autour de 202 m NGF, il domine le fond de vallée actuel de plus de 6 m (Fig. 263 et Fig. 264). La pente qui le surplombe est irrégulière, constituée de replats et d'abrupts. Ce caractère est lié à l'érosion différentielle des différentes unités constitutives du grès qui composent le massif, les unités plus riches en sables et en galets étant mieux consolidées et formant des corniches (Mainguet 1972). Des enduits calcaires d'1 à 2 mm d'épaisseur sont visibles dans les fissures à l'intérieur de la paroi gréseuse de l'abri, ce qui témoigne de la circulation d'eau calcaire dans le massif, celle-ci s'enrichissant en carbonates en traversant les couches de Muschelkalk sus-jacentes.

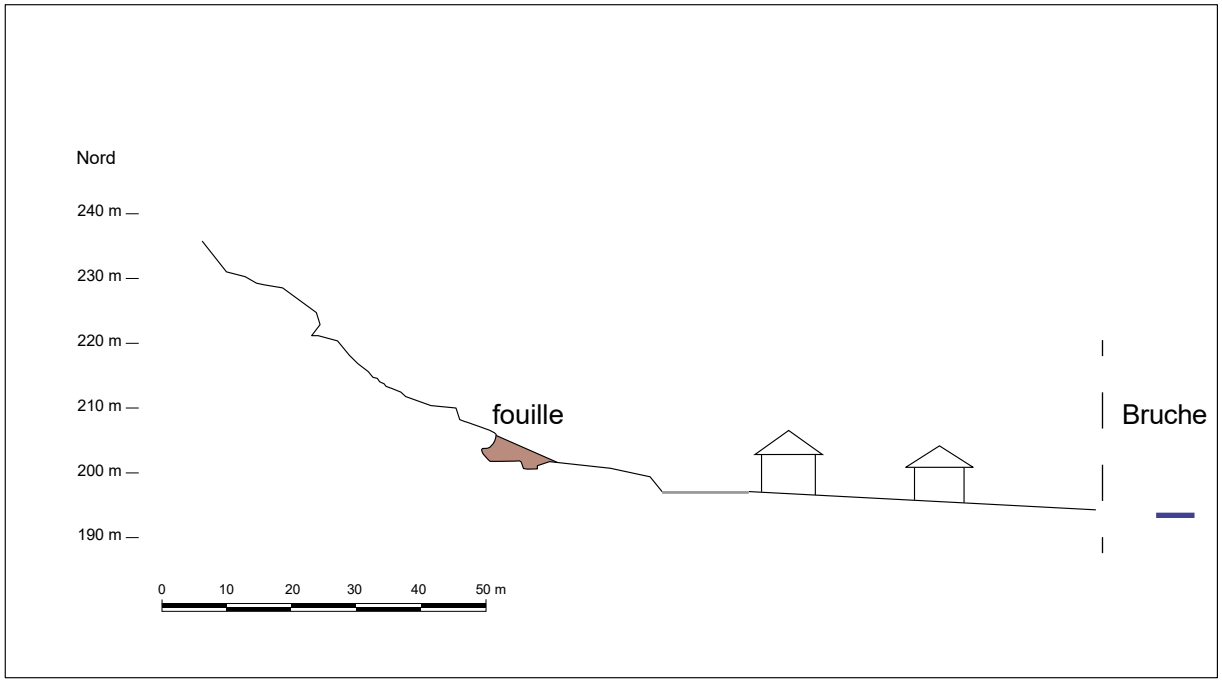


Fig. 264 : Mutzig « *Rain* », position du site sur le versant (Wuscher, Lutz et Wegmüller). La distance entre le site et le cours d'eau n'est pas respectée.

Succession stratigraphique

La succession stratigraphique du site se caractérise en première lecture par son homogénéité, des sables roses, des pierres et des blocs. Elle s'organise autour d'un grand bloc central (Fig. 265), dont la base et la terminaison nord vers le fond de l'abri n'ont pas encore été atteintes par la fouille en cours. L'unité la plus ancienne observée, l'unité 10, est constituée de sables limono-argileux brun-gris qui contiennent quelques gravillons et graviers lâches plus ou moins alignés, ainsi que de nombreux objets, éclats lithiques et restes osseux (Tab. 88). Elle est recouverte par une unité complexe de sables lités très riches en mobilier archéologique et constituée d'une multitude de fines couches hétérogènes de 0,1 à 10 cm d'épaisseur (7h, 7g, 7e, 7d, 7c, 7b et 7a). Elle comprend trois microfaciès : des sables moyens à fins roses, des lamines d'épaisseur millimétriques, des sables gris sombre à noirs avec parfois des charbons et des sables gris-blanc. Elle contient, notamment à sa base (7h), des agglomérats centimétriques de fragments osseux de 1 à 2 mm de diamètre pris dans une matrice carbonatée. Certains niveaux sont constitués presque exclusivement de mobilier archéologique (7d et 7f). Dans d'autres au contraire, les vestiges sont rares, voire absents (milieu et sommet de 7c). Le sommet de l'unité est constitué de très nombreuses pièces osseuses, parfois jointives, prises dans une croûte calcaire indurée (7a). Vers le fond de l'abri, l'unité 7 laisse place à un ensemble de lamines de sables moyens à fins et de limons

argilo-sableux (2 à 5 mm d'épaisseur) avec quelques lits de sables grossiers et de gravillons dans la moitié inférieure (unité f1). L'unité est ici recoupée par un petit thalweg large d'un peu moins d'1 m et remplie de sables et de galets (unités r4 à r1), parfois lités (unités r3 et r2). Sur le talus, les couches de l'unité 7 présentent un pendage d'environ 25°. Leurs caractères sédimentaires et les concentrations de mobilier archéologique ont tendance à s'estomper en contrebas du grand bloc central. En revanche, les graviers et les galets semblent dessiner ici trois petits cônes de taille décimétrique. L'unité 7 est recoupée par un réseau de fissures d'1 à 3 mm de large et profonde de quelques centimètres à quelques décimètres dessinant des parallélépipèdes de 10 à 20 cm de large pour quelques décimètres de long (Fig. 266 et Fig. 267). Leur côté le plus long, le plus visible, est parallèle à la paroi et aux courbes de niveau. Elles sont associées à des fissures sub-horizontales et obliques mises en évidence dans certaines coupes (Fig. 268). Vers le fond de l'abri, de part et d'autre du petit thalweg, elles présentent des déformations cassantes avec un rejet qui peut atteindre 5 à 8 cm et des compartiments affaissés de 10 à 20 cm de large (Fig. 266 et Fig. 267). Enfin, le sommet de l'unité est marqué par de nombreux blocs de grès, avec des éléments de plus d'1 m de long.

La succession stratigraphique se poursuit avec l'unité 5 qui se distingue par sa couleur plus sombre, comparable à celle de l'unité 10. Elle forme un dôme dans la partie centrale de l'abri. Elle est recouverte par des graviers lités pris dans une matrice sableuse rouge (unité 4) qui accentuent la forme bombée du remplissage. La succession stratigraphique se termine avec des sables et de grands blocs, dont certains sont longs de près d'un mètre et dont la base repose sur une pente de plus de 25°, les unités 3 et 2. L'unité 3 est marquée par des petites lamines irrégulières, ondulées et sombres. L'unité 2 est ponctuée de plages centimétriques polylobées blanchies. La partie sommitale de la succession stratigraphique est légèrement plus sombre (unité 1, non figurée sur la coupe).



Fig. 265 : Mutzig « *Rain* », vue de la fouille en 2019. Les niveaux sont organisés en haut et en contrebas d'un grand bloc central donc la base n'a pas encore été atteinte. Les sommets des unités 10 et 5, légèrement plus sombres, sont indiqués par des tirets. Les deux surfaces de fouille, à gauche (sous la bâche) et à droite (en contrebas de Mathias Lutz et de Fabio Wegmüller) sont respectivement ouvertes dans l'unité 7 et à son sommet. La partie sommitale de l'unité 7 est riche en blocs qui correspondent à l'effondrement de l'abri.



Fig. 266 : Mutzig « *Rain* », coupe sagittale du gisement. La coupe a été levée en deux fois, en 2014 (portion plus claire) et en 2019. Les échantillons datés à l'OSL, Mutz2 et Mutz3, sont figurés par des ronds rouges.

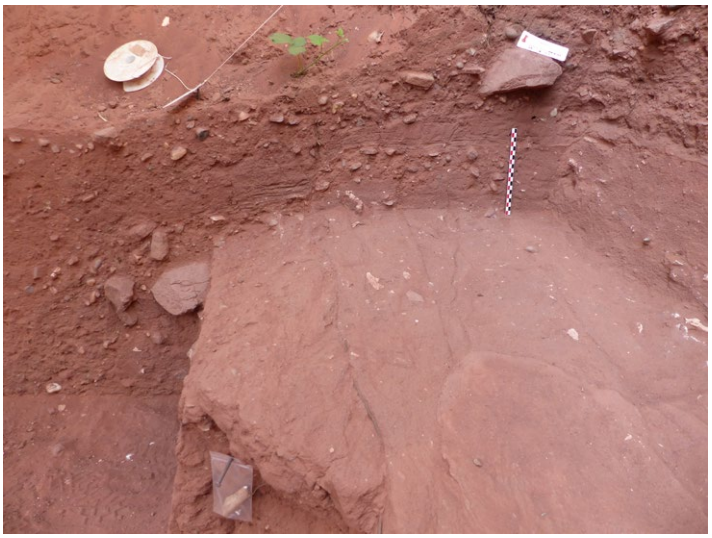


Fig. 267 : Mutzig « *Rain* », vue en plan et en coupe du réseau de fissures qui recoupe l'unité 7 et qui dessine des parallélépipèdes de 10 à 20 cm de large pour quelques décimètres de long. Les blocs autour du petit thalweg au fond de l'abri se sont affaissés avec des déformations cassantes et des rejets de 5 à 10 cm.

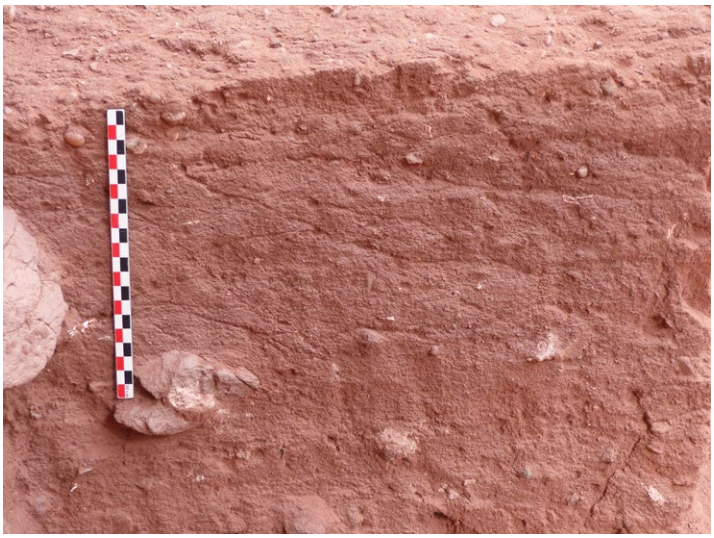


Fig. 268 : Mutzig « *Rain* », vue en coupe des fissures sub-horizontales et obliques associées au réseau parallélépipédique qui recoupe l'unité 7.

Unité	Épaisseur	Description
2	0,48	sables moyens à fins, rouge (10R4/4 à 2,5YR4/6), non calcaire, tâches centimétriques éclaircies (éluviation ?), structure particulaire.
3	0,44	sables moyens, rouge clair, présence de lamines noires légèrement indurées d'épaisseur millimétriques (illuviation ?).
4	0,42	graviers et cailloux hétérogène en taille, moyenne 2 cm de diamètre (galets de quartz essentiellement), des lits, mais pas vraiment d'organisation, matrice sableuse rouge (10R4/4 à 2,5YR4/6), non calcaire. Présence de lentilles de sables moyens à fins, rouge (10R4/4 à 2,5YR4/6), non calcaire.
5	0,2	sables moyens à fins, brun gris sombre (10R4/3 à 2,5YR3/4), structure particulaire, quelques lits millimétriques plus sombres (illuviation ?).
r1	0,8	sables fins à moyens, plus ou moins consolidés, galets et fragments de grès (1 à 4 cm de diamètre), alignements obliques et, manchons carbonatés centimétriques à décimétriques friables sub-verticaux ;
7a	0,6	très nombreuses pièces osseuses, denses, prises dans une croûte calcaire indurée.
7b		Plusieurs faciès
7b		- SmR : Sables moyens à fins, rouge.
7b		- LamN : lentille d'épaisseur millimétriques, sables grossiers et moyens et gravillons, gris sombre à noir, présence de charbons.
7b		- SmR : Sables moyens à fins, rouge
7b		- SgBla : Sables grossiers à moyens, gris (horizon éluvié ?)
7c		Plusieurs faciès
7c		- SmR : Sables moyens à fins, rouge.
7c		- SmRg : sables moyens à fins, rouge, présence de graviers, non calcaire.
7c		- SmR : Sables moyens à fins, rouge.
7c		- SgBla : Sables grossiers à moyens, gris (horizon éluvié ?)
7c		Sables moyens à fins, rouge
r2	0,4	lits de sables fins à moyens, plus ou moins consolidés, avec alignements de sables de grossiers et gravillons
7d	0,12	75 à 80% de mobilier archéologique (dont éclats et fragments osseux brûlés)
7e		sables moyens à fins, rose, quelques lamines (1 à 2 mm d'épaisseur) de sables grossiers lavés
r3	0,14	sables meubles, galets et fragments de grès (1 à 5 cm de diamètre) lités
r4	0,07	sables fins à moyens, plus ou moins consolidés, fragments de grès et galets, pas d'organisation préférentielle
7f	0,02	75 à 80% de mobilier archéo (dont éclats et fragments osseux brûlés)
f1	1	lamines de sables moyens à fins et de limons argilo-sableux (2 à 5 mm d'épaisseur), quelques lits de sables grossiers et de gravillons dans la moitié inférieure, fissures verticales et obliques avec déformations cassantes (5 cm de rejet maximum)
7g	0,24	sables moyens à fins, roses, lits sables grossiers et gravillons, limite inférieure très diffuse, quelques alignements de grossiers
7h		sables moyens à fins, rose, quelques lamines sombres (oxydes de manganèse), quelques sables grossiers et gravillons, agglomérats centimétriques de fragments osseux d'1 à 2 mm de diamètre pris dans une matrice carbonatée ; en zone C, l'unité est représenté par 4 ensembles, plus ou moins chargés en galets (1 à 2 cm de diamètre) avec la présence de quelques lamines sableuses mieux triées
10	Base non atteinte	sables moyens à fins, limons argileux, brun gris (10R4/3 à 2,5YR3/4), quelques gravillons et graviers lâches plus ou moins alignés

Tab. 88 : Mutzig « *Rain* », description des unités mises au jour.

La couleur plus brune et le caractère plus argileux de l'unité 10 sont interprétés comme la marque d'une phase de pédogénèse à partir du dépôt de colluvions issues du versant. Hétérométriques, les sédiments constitutifs de l'unité 7 sont des dépôts gravitaires, liés à l'effritement de la paroi de l'abri. Ils sont marqués de manière plus ou moins intense par les occupations humaines qui ont laissé une grande quantité de restes lithiques, d'éclats et d'outils ainsi que des restes osseux, près de 75 % de certains niveaux de l'unité. La parfaite conservation des niveaux archéologiques montre qu'ils se sont mis en place sous un abri et que leur fossilisation a été relativement rapide. Les plages les plus claires sont liées à l'action de l'eau qui a lessivé les argiles et le fer. À l'arrière de l'abri, l'unité de sables lités avec quelques lits de sables grossiers et de gravillons dans la moitié inférieure (unité f1) et le petit thalweg (unités r4 à r1) sont liés à des circulations préférentielles d'eau le long de la paroi au fond de l'abri. Cette géométrie d'ensemble, avec une accumulation sédimentaire plus importante en bas du surplomb rocheux et des niveaux ruisselés en périphérie d'une zone déprimée à l'arrière, est typique des abris-sous-roche formés dans les grès (Raynal 1975). Les fissures et les déformations cassantes sont les marques de phases de dessiccation et de déplacement gravitaire dans un sol gelé pauvre en eau (Pissart 1987). Les petits cônes observés en contrebas du grand bloc central sont liés à un tri sédimentaire le long du talus et s'apparentent à des petits cônes colluviaux. L'interprétation du lit de reste osseux concrétionnés au sommet de l'unité (7a) est moins univoque, altération de surface peu après les occupations archéologiques ou processus pédologique en relation avec le sol développé en surface. Plusieurs phases de chutes de gros blocs prennent place au sommet de l'unité 7. Elles peuvent s'expliquer comme la conséquence du volume important de sables libérés par altération de la paroi qui a fini par fragiliser la roche et par provoquer la chute d'éléments grossiers. Elles peuvent aussi s'expliquer par une instabilité climatique plus grande et des coups de froid répétés. L'unité 5 marque une phase d'arrêt de la sédimentation et de développement d'un paléosol comparable à l'unité 10. Sa géométrie permet de restituer la position du surplomb rocheux, qui se trouvait au-dessus de la partie bombée. La forme de l'abri ne change pas lors de la mise en place de l'unité 4 qui accentue le dôme dans la partie centrale de l'abri. La surreprésentation des galets dans l'unité est interprétée comme le résultat d'une désagrégation de la paroi, accompagnée d'un ruissellement actif responsable du vannage des sables. Les chutes de blocs des unités 3 et 2 sont les conséquences de cette phase intense de désagrégation de la paroi rocheuse, mais sont sans doute également liées à une phase d'instabilité climatique. Ils finissent par former un profil d'équilibre. Une fois ce dernier atteint, les dépôts ne sédimentent plus à Mutzig « *Rain* ». Au sommet du profil, les petites lamines sombres de l'unité 3 et les plages centimétriques polylobées blanchies de l'unité 2 sont interprétés respectivement comme de l'illuviation en bandes et comme le résultat du lessivage avec la formation d'un horizon éluvié peu exprimé. Ces marques discrètes de pédogénèse sont attribuées à l'Holocène.

Pour conforter les interprétations des données de terrain, cinquante et un échantillons de sédiments ont été prélevés pour la caractérisation granulométrique, le dosage des carbonates et la mesure de la susceptibilité magnétique. La densité et la fragilité des vestiges archéologiques, ainsi que l'importante hétérogénéité des unités ont motivé la prise de petits volumes, entre 10 et 50 g. En parallèle, l'étude micromorphologique d'une dizaine d'échantillons a été menée par Christine Pümpin et Mathias Lutz (Lutz 2017) et onze échantillons ont fait l'objet de datations OSL (Koehler et al. 2016 ; Koehler, Wegmüller 2018)

Données analytiques, datations OSL et indicateurs paléoenvironnementaux

Les courbes obtenues à partir des mesures granulométriques et pédologiques ne montrent pas de variations nettes (Fig. 269). Les particules inférieures à 6 µm varient entre 2,7 % et 19,46 %. Les valeurs de susceptibilité magnétique massique se situent quant à elles entre -2,38 et 22,77 10^{-8} m^3/kg, avec deux pics à 83 et 443 10^{-8} m^3/kg dans les niveaux archéologiques. Les unités 5 et 10 interprétées comme des paléosols sur la base de leur couleur plus brune montrent des teneurs plus importantes en argiles, en carbone et en magnétite, ce qui conforte l'interprétation des données de terrain.

L'étude micromorphologique menée par Christine Pümpin et Mathias Lutz a permis de montrer que les agglomérats centimétriques de fragments osseux mis en évidence sur le terrain, notamment à la base de l'unité 7 (7h), sont des coprolithes de hyènes (Lutz 2017). Par ailleurs, elle illustre bien l'alternance de plages lavées de leur matrice et de plages riches en revêtements argileux poussiéreux dans les unités 10, 7 et 5 (Lutz 2017), ce qui témoigne d'une circulation d'eau chargée en argiles et en débris organiques peu intense, mais continue.

Les résultats obtenus par différentes méthodes de luminescence indiquent des âges similaires, quels que soient les niveaux datés et la méthode employée, OSL sur quartz ou IRSL sur feldspaths (Koehler et al. 2013 ; Koehler,

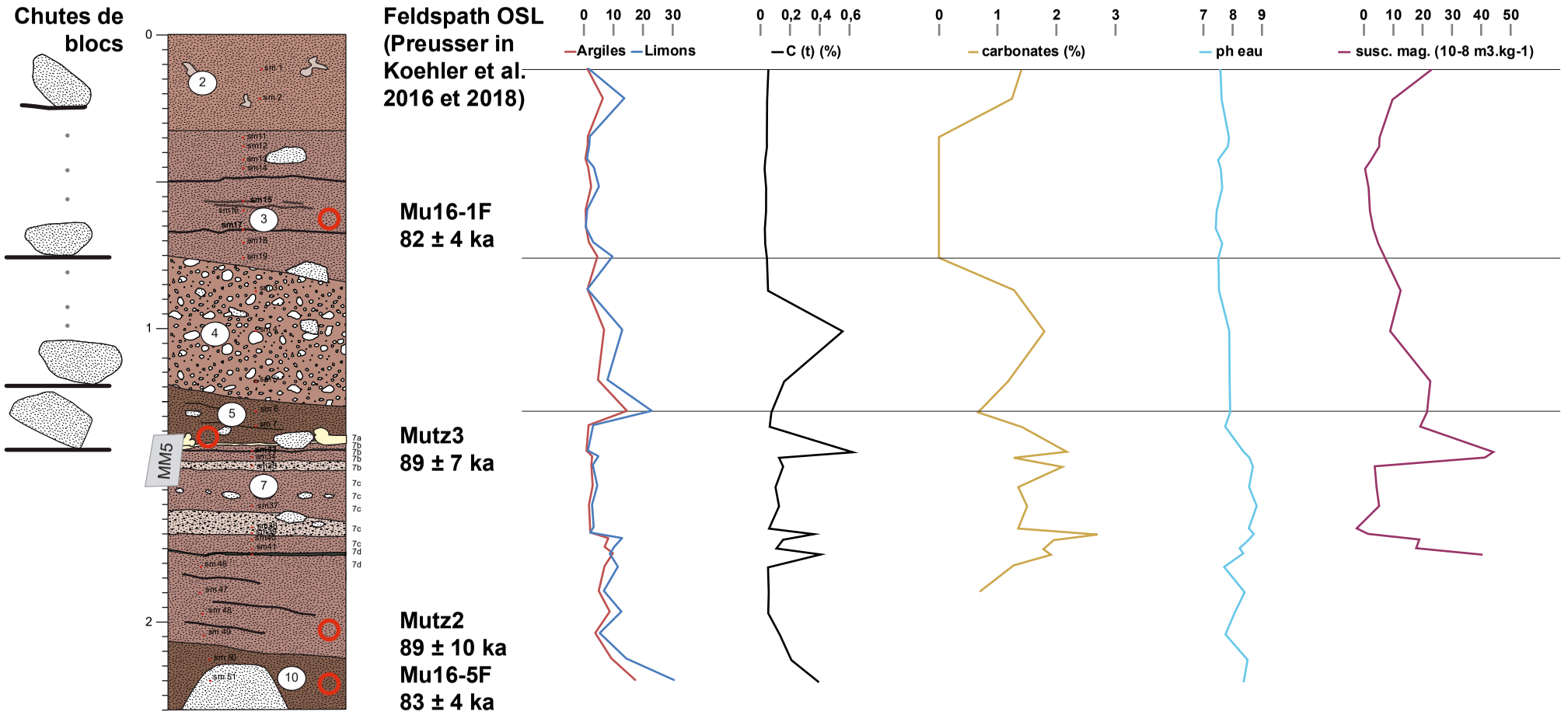


Fig. 269 : Mutzig « *Rain* », profil synthétique, caractères granulométriques, teneur en carbonates, ph et susceptibilité magnétique. Les courbes des carbonates et de la susceptibilité magnétique vont être complétées lors de la prochaine campagne de fouilles. Les principales phases de chutes de blocs sont indiquées à droite, ainsi que le prélèvement micromorphologique MM5 étudié par Mathias Lutz et Christine Pümpin. Les âges OSL sur feldspaths obtenus par Frank sont indiqués à droite.

Wegmüller 2018). Si on prend en considération les barres d'erreur, on peut en conclure que l'ensemble des unités fouillées à ce jour se sont mises en place durant un laps de temps d'une dizaine de millénaires. Ces âges sont cohérents avec le cadre chronoclimatique et paléoenvironnemental connu (chapitres 1 et 3) et permettent une attribution du site au Début Glaciaire weichsélien.

Pour contribuer à la datation de Mutzig « *Rain* », les vestiges lithiques ne sont pas d'un grand secours, les industries étudiées pouvant aussi bien dater du Pléistocène moyen supérieur que du Pléistocène supérieur ancien. En revanche, les restes osseux et les charbons offrent une image très précise de l'histoire environnementale du site. Ainsi, plusieurs milliers de restes osseux ont été découverts, dont les plus emblématiques appartiennent au mammouth laineux, au cheval des steppes, au bison et au rhinocéros laineux, des espèces qui témoignent d'une ambiance steppique relativement froide. L'étude de Noémie Sévêque a montré des variations mineures des états de surface des ossements (Sévêque 2017). Parfois mauvais au sommet, dans les unités 5 et 7a, ils peuvent être légèrement concrétionnés dans l'unité 10. Si les traces d'intervention humaine sont très nombreuses, l'action des carnivores est quant à elle extrêmement limitée, avec un nombre peu important d'ossements rongés, ce qui correspond à quelques incursions de durée très limitée et non à l'établissement d'une tanière. Le spectre faunique évolue légèrement entre les niveaux, notamment entre l'unité 7a et la 7c, qui se différencient respectivement par la prépondérance du mammouth et du renne. Il est difficile de dire s'il s'agit d'une évolution environnementale ou de différentes stratégies de chasse. En revanche, le castor est présent à la base de la séquence dans l'unité 10, à côté du mammouth, du cheval et du bison (Koehler et al. 2016), ce qui traduit un environnement qui lui est localement favorable, avec de l'eau et une végétation arborée de bord de cours d'eau. Les analyses métriques réalisées sur un nombre limité de restes de chevaux indiquent, quant à eux, un âge de la fin du Pléistocène moyen ou du Pléistocène supérieur ancien (Koehler et al. 2016 ; Sévêque 2017).

Une abondante microfaune a également été mise en évidence. Les traces ténues de digestion et la nature des assemblages semblent montrer que ces restes ont été ramenés par un prédateur opportuniste et généraliste, probablement une chouette effraie et que les biais taphonomiques sont mineurs (Koehler et al. 2016 ; Stoetzel et al. 2016). Ils témoignent d'un environnement froid, sec et ouvert, mais avec quelques espèces tempérées. *Microtus oeconomus* (campagnol nordique), *Arvicola* spp. (rongeurs) et *Rana temporaria* (grenouille rousse) témoignent quant à elles de la présence de zones humides ou de rivières bordées de végétation. La présence de la taupe montre quant à elle qu'il n'y a pas de permafrost permanent et continu dans le secteur. Pour l'instant, peu de dents complètes permettent d'alimenter une analyse biométrique. Les premiers résultats sur les restes d'*Arvicola* indiquent toutefois un âge de la fin du Pléistocène moyen ou du Début Glaciaire weichselien (Koehler et al. 2016). Emmanuelle Stoetzel conclut que « *dans tous les niveaux étudiés de Mutzig nous sommes en présence de faunes « mixtes » caractéristiques de paysages en mosaïque (alternance de milieux ouverts, plus boisés et de milieux humides) dans un contexte global plutôt frais à froid, avec, selon les niveaux, des évolutions tendant vers des conditions soit plus froides/arides soit plus tempérées, sans toutefois indiquer des phases pleinement glaciaires ou interglaciaires. Les milieux dominants sont toujours les milieux ouverts de type steppes continentales et prairies humides (proches de cours d'eau). Mais à la base de la séquence (couche 10), on observe* également une bonne représentation des milieux forestiers (forêts tempérées)*, alors que les forêts froides boréales font leur apparition dans la couche 7d/7f, indiquant un refroidissement, et se maintiennent dans la couche de transition 7c2-7d (en co-occurrence avec les forêts plus tempérées). La couche 7c2 montre un net développement des milieux ouverts, surtout des steppes continentales froides arides. La couche 7c1 pourrait avoir été contemporaine d'un léger redoux, alors que les couches 7a et 5 semblent avoir connu un nouveau refroidissement avec notamment le développement de zones humides froides boréales »* (Koehler et al. 2020).

Plus de huit cents charbons de très petites tailles, entre 500 µm et 2 mm, ont été étudiés dans les différentes unités par Benjamin Audiard (Koehler et al. 2020). Malgré leur taille réduite et leur mauvais état de conservation, ils apportent des informations fondamentales pour comprendre l'histoire environnementale de la vallée de la Bruche autour de Mutzig. Au regard des assemblages, les populations néanderthaliennes ne semblent pas avoir pratiqué de sélection lors de la collecte. De l'unité 10 à l'unité 7a, les assemblages sont dominés par *Picea*/*Larix*, accompagnée de *Juniperus sp.* et *Betula sp.*. *Picea* et *Larix* sont des essences pionnières et héliophiles, retrouvées actuellement dans l'étage montagnard, très résistantes au froid et à l'aridité. La présence rare de *Quercus sp.* (chêne) est également notée dans toutes les unités. Il s'agit d'une essence tempérée, mais résistante au froid. *Acer* type *pseudoplatanus* (érable sycomore) n'est quant à lui présent que dans le niveau C7d/f. Cette essence tempérée se retrouve actuellement à l'étage collinéen ou montagnard, dans des milieux frais et humides. Les différentes unités se distinguent surtout par le nombre de charbons identifiables, peu nombreux

dans les unités 10 à 7d, maximales dans les unités 7c et 7d et à nouveau peu nombreuses dans l'unité 7a. La présence constante de *Picea*/*Larix*, ainsi que la présence rare, mais continue de *Quercus sp*. dans l'ensemble des couches attestent de l'existence d'une zone arborée à proximité du site qui a fonctionné en refuge forestier lors des périodes les plus froides. L'unité 4 se caractérise quant à elle « par un assemblage éclectique » qui comprend *Picea*/*Larix*, *Ace*r type *pseudoplatanus*, *Quercus sp.* et *Pinus* type *sylvestris*/*nigra* et qui « *témoigne sans doute d'un ensemble diachronique reflétant une période de réchauffement climatique* ».

Discussion

Au final, si l'intérieur des abris formés dans les grès peut se révéler très irrégulier (Mainguet 1972), la géométrie d'ensemble des couches de Mutzig « *Rain* » avec un dôme central et des niveaux lités triés par l'eau entre le dôme et le fond de l'abri apparaît relativement typique (Raynal 1975). Des dépôts de pente fossilisent le site et forment un profil d'équilibre responsable de l'arrêt de la sédimentation. Dans un premier temps, ils sont exclusivement sableux et liés à l'effritement des grès du Buntsanstein. Ces dépôts sont suivis par la chute de blocs. Le glacis formé par ces dépôts se met en place durant une dizaine de milliers d'années, autour de 90 ka, au Début Glaciaire weichselien.

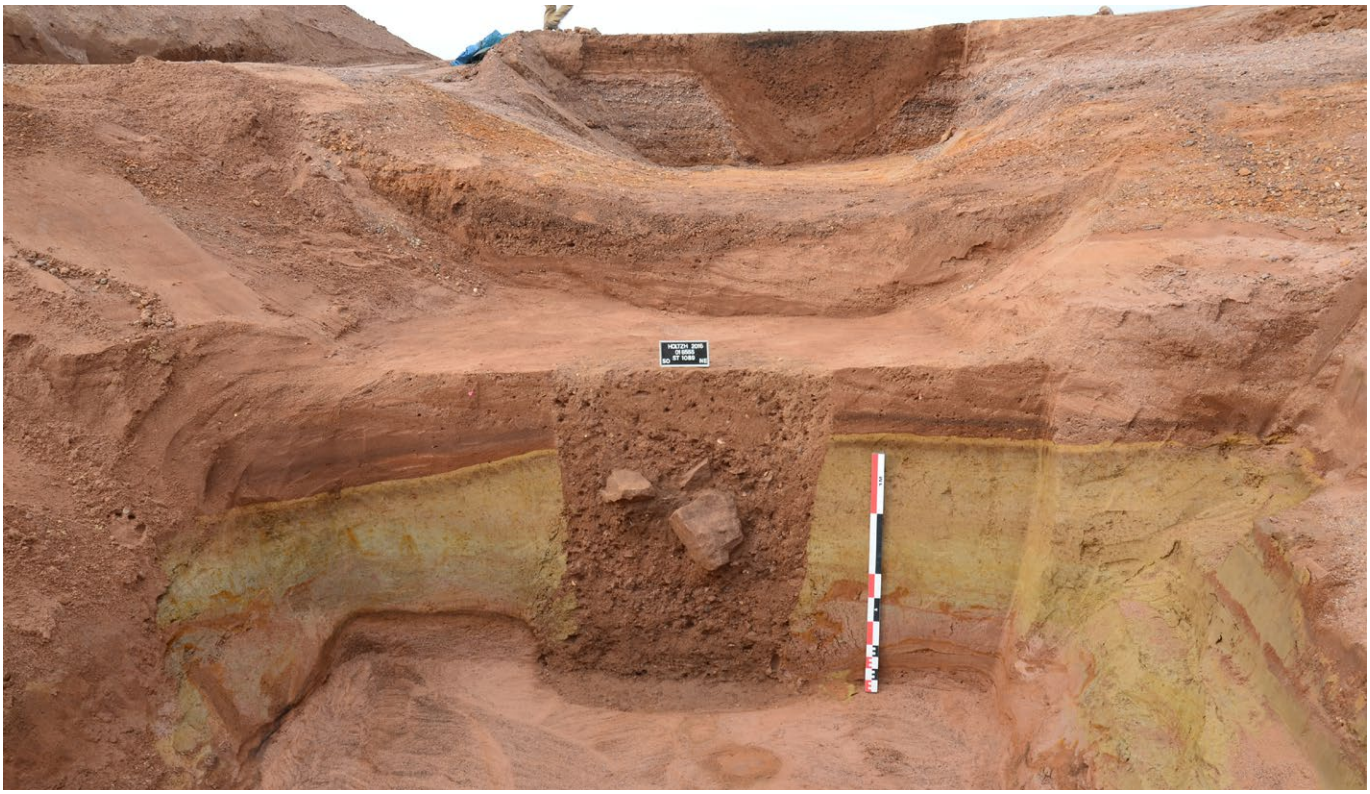
Alors que l'Eemien n'a pas encore été identifié, deux paléosols peu développés ont été mis en évidence dans les sédiments constitutifs du glacis du Début Glaciaire weichselien de Mutzig « *Rain* ». La succession se caractérise surtout par une importante production de sables dans un contexte encore humide dont témoignent les niveaux blanchis, les niveaux lités du fond de l'abri et les caractères micromorphologiques de l'unité 7, avec des revêtements argileux poussiéreux et des plages lavées.

L'exceptionnelle conservation des restes fauniques et botaniques permet de reconstituer autour de 90 ka une steppe boisée avec des zones humides, mais pas de pergélisol. La forêt tempérée est encore bien représentée à la base de la succession stratigraphique et la présence du castor indique des berges boisées. La forêt froide boréale s'installe progressivement au cours de la mise en place de l'unité 7.

8.2.3 Holtzheim « Terrasse de Lingolsheim »

Alors que Mutzig « *Rain* » met en lumière l'importante production de sables sur les versants gréseux et la mise en plage d'un glacis, dans un environnement de steppes boisées, avec des bords de cours d'eau végétalisé au cours du Début Glaciaire weichselien, un diagnostic archéologique et une fouille préventive menés en 2015 et en 2016 à Holtzheim apportent de nouveaux éléments sur la succession stratigraphique constitutive de la terrasse de Lingolsheim. Ainsi, quatre sondages ont été ouverts lors de la fouille de puits protohistoriques : les structures 1021, 1027, 1046, 1089 et 1131. Les successions stratigraphiques mises au jour se sont avérées similaires. Seul le plus complet (1089-1131) a donc été décrit et échantillonné pour des datations (Fig. 270).

La base de la succession stratigraphique observée est constituée de trois unités litées roses, des sables et des gravillons, des argiles limoneuses et des sables moyens (unités 14 à 12, Fig. 271 et Tab. 89). Elles sont légèrement déformées par des figures de cryoturbation (Fig. 272). Les unités postérieures, unités 11 à 7, se caractérisent par leur texture limoneuse, leur couleur beige et leur teneur en carbonates, entre 15 et 20 % (Tab. 90). L'unité 10 se distingue par sa couleur plus brune et la présence de coquilles de mollusques entières, et l'unité 8 par sa couleur brun-gris. Cet ensemble limoneux est recouvert par une unité épaisse de sables moyens à grossiers rose-gris et des graviers avec une stratification entrecroisée et des poches de sables moyens à fins bordeaux (unité 6). L'unité est très légèrement carbonatée, 1,95 % (Tab. 90). La succession stratigraphique se poursuit avec des galets (2 à 3 cm, max 5 cm, grès, roches volcaniques du Nideck, quelques roches vertes) compris dans une matrice sableuse gris-rose (unité 5) et coiffés par une mince pellicule de sables gris-rose (unité 4). Une unité de limons et de sables lités, beige et rose, avec des carbonatations secondaires sous la forme de croûtes (unité 3), marque un changement dans la sédimentation. Elle contient 7,38 % de carbonates, mais le prélèvement a pris indistinctement les sables et les limons et au regard des caractères de terrain la teneur en carbonates des limons est vraisemblablement plus élevée que celle des sables. Le sommet de la succession stratigraphique est marqué par un horizon de limons argilo-sableux brun-rouge qui présente une structure prismatique marquée avec des enduits argileux sur les faces des prismes (unités 2) et par un horizon sablo-limono-argileux brun-gris dont la structure est marquée par les labours.



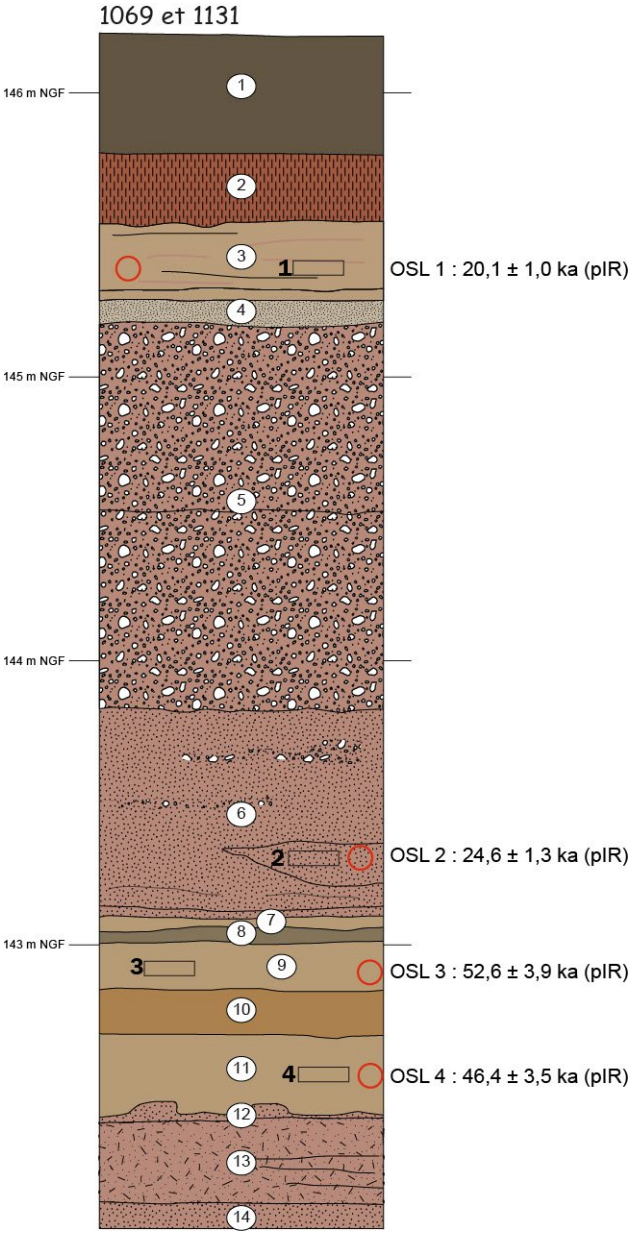


Fig. 270 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim » vue de la succession stratigraphique mise au jour grâce à la fouille des puits 1089, en premier plan, et 1131, au second plan.

Fig. 271 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », profil étudié.



Fig. 272 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », vue des cryoturbations à la base du profil.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
1069-1131	1	0,42	sables limono-argileux, brun-gris, structure labourée
1069-1131	2	0,24	limons argilo-sableux, brun-rouge, structure prismatique enduits argileux sur les faces des prismes
1069-1131	3	0,28	limons et sables lités, beige et rose, carbonatations secondaires sous la forme de croûtes
1069-1131	4	0,08	sables moyens, gris-blanc-rose
1069-1131	5	1,35	galets (2 à 3 cm, max 5 cm, grès, roches volcaniques du Nideck, quelques roches vertes..), matrice composée de sables moyens gris rose, stratification plane, 1 lit d'oxydes de manganèse
1069-1131	6	0,74	sables moyens à grossiers rose-gris et graviers, stratification entrecroisée, poches de sables moyens à fins bordeaux
1069-1131	7	0,05	limons légèrement argileux, beige
1069-1131	8	0,07	limons légèrement argileux, gris-brun, structure litée
1069-1131	9	0,18	limons argileux, beige, structure lamellaire, lamines plus claires et lamines oxydées
1069-1131	10	0,17	limons argileux, beige-brun, structure lamellaire, coquilles entières (3 à 4 mm de diamètre)
1069-1131	11	0,26	limons argileux, beige-gris hétérogène, structure lamellaire, oxydes de fer diffuses
1069-1131	12	0,06	sables moyens, rose, figures de cryoinjections dans l'unité supérieure
1069-1131	13	0,3	argiles limoneuses, rose, structure massive à polyédrique, lits sableux oxydés dans la moitié inférieure
1069-1131	14	Base non atteinte	sables moyens à grossiers, gris-rose, et gravillons.

Tab. 89 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », description des unités mises au jour.

		% Argile	% Limons	% Sables	% carbonates	dosage du pH
Unité	Echantillons	inférieur à 2µm	de 2µm à 50µm	de 50µm à 2000 µm	sur fraction < à 2 mm	sur fraction < à 2 mm
3	1	4,74	17,65	77,61	7,38	8,48
6	2	5,93	15,78	78,29	1,95	7,84
9	3	15,65	78,79	5,56	15,09	8,04
11	4	12,66	80,97	6,37	20,84	8,26

Tab. 90 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », principaux caractères granulométriques, teneur en carbonates et ph.

La base de la succession stratigraphique est constituée d'alluvions sableuses roses typiques du bassin-versant de la Bruche et son toit présente des figures de cryo-injections (Fig. 272). La nature calcaire et la structure des unités limoneuses postérieures (unités 11 et 7) témoignent d'apports alluviaux rhénans. Ce niveau a une plus large extension que celui déjà décrit à partir de la carrière Zimmer (Castéla, Tricart 1958). Un paléosol peu évolué est matérialisé par la couleur plus brune et les coquilles entières de l'unité 10. Mais aucune trace de bioturbation n'a été observée, ce qui tient probablement à l'action superficielle du gel, responsable de la structure lamellaire qui a détruit la structure pédologique préexistante. La couleur brune de l'unité 8 pourrait traduire une seconde phase d'évolution pédologique. Présente sous la forme de lambeau, elle n'a pas pu faire l'objet d'investigation détaillée. Ces unités limoneuses sont fossilisées par des alluvions sableuses roses (unité 6) et des graviers (unité 5) dont le cortège pétrographique est issu du bassin-versant de la Bruche. La faible teneur en carbonates, 1,95 %, traduit une contribution des versants loessiques du Kochersberg (bassin de la Mossig ou versant de Kolbsheim), plutôt que de la percolation, aucun enduit ou encroûtement racinaire n'ayant été observé sur le terrain. L'unité 3 est liée à un déplacement de la rivière, et probablement une incision du lit, qui permet le dépôt de sédiments loessiques dans la portion de la plaine investie. Ces dépôts sont composés de loess lités épais de 2 à 3 cm intercalés de sables roses avec quelques galets. L'ensemble présente des lits courts, discontinus et très légèrement ondulés et les limons ont une structure aérée typique de dépôts éoliens. Les unités (1 et 2) qui coiffent ces loess sont les horizons typiques d'un sol brun lessivé, avec des enduits argileux caractéristiques d'un horizon BT (unité 2).

Quatre échantillons ont été datés par OSL des feldspaths (Tab. 91). Les méthodes de l'IR50 et du pIR ont été mises en œuvre pour chaque échantillon. Deux d'entre eux ont également fait l'objet de datations sur quartz (Tab. 91). Les alluvions rhénanes ont livré à la base et au sommet des âges IR50 de 34,3 ± 2,6 et de 35,6 ± 2,7, et des âges pIR de 46,4 ± 3,5 et de 52,6 ± 3,9. On observe donc une inversion. Dans les sables vosgiens postérieurs (unité 5), les âges obtenus par IR50, le pIR et le quartz sont respectivement de 13,1 ± 0,7 ka, de 24,6 ± 1,3 ka et de 19,9 ± 1,3 ka. Dans les loess (unité 3), les âges obtenus avec les mêmes méthodes sont de 11,2 ± 0,6 ka, 20,1 ± 1,0 ka et 19,6 ± 1,3 ka.

Lab code	Method	Depth (cm)	n	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka-1)	De IR50/OSL (Gy)	De pIR (Gy)	Age IR50/OSL (ka)	Age pIR (ka)
HLZ1	Q-OSL	79,00	24,00	2.16±0.16	6.08±0.38	1.78±0.38	2.74±0.14	53.63±2.28	-	19.6±1.3	-
HLZ1	F-pIR225	79,00	40,00	2.16±0.16	6.08±0.38	1.78±0.38	3.58±0.17	40.24±0.57	71.86±0.66	11.2±0.6	20.1±1.0
HLZ2	Q-OSL	286,00	24,00	2.28±0.17	4.88±0.28	1.38±0.36	2.77±0.15	55.16±2.12	-	19.9±1.3	-
HLZ2	F-pIR225	286,00	40,00	2.28±0.17	4.88±0.28	1.38±0.36	3.61±0.18	47.24±0.89	88.87±1.68	13.1±0.7	24.6±1.3
HLZ3	F-pIR225	328,00	5,00	1.68±0.13	10.90±0.69	3.18±0.47	3.64±0.27	129.51±1.72	191.41±2.06	35.6±2.7	52.6±3.9
HLZ4	F-pIR225	365,00	5,00	1.47±0.15	9.89±0.58	2.78±0.28	3.23±0.24	110.84±1.47	149.91±2.35	34.3±2.6	46.4±3.5

HLZ1-2 = 200-250 µm, HLZ3-4 4-11 µm od: HLZ1: Q = 0.16, IR50 = 0.08, pIR = 0.04;HLZ2: Q = 0.13, IR50 = 0.10, pIR = 0.10 (All ages = CAM)

Tab. 91 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », », âges obtenus par luminescence stimulée optiquement (Frank Preusser/Université de Freibourg).

Aucun argument pédostratigraphique ne permet de préférer la méthode de l'IR50 et du pIR dans les alluvions limoneuses rhénanes. Les âges IR50 des alluvions de la Bruche et des loess de couverture sont quant à eux largement trop jeunes, puisque situés dans le Tardiglaciaire, qui démarre à 14,7 ka dans les glaces du Pôle (Rasmussen et al. 2014). Il n'y a pas de raison particulière à préférer les âges pIR ou les âges quartz de ces unités, qui sont d'ailleurs très proches dans les loess. Ces derniers sont typiques du Weichselien supérieur exprimé dans la majeure de la plaine d'Alsace (Mazenot 1963 et chapitre 5). Le sol brun lessivé en surface se développe donc à partir du Tardiglaciaire, comme ceux de Schaffhouse et de Morschwiller (chapitres 3 et 5)

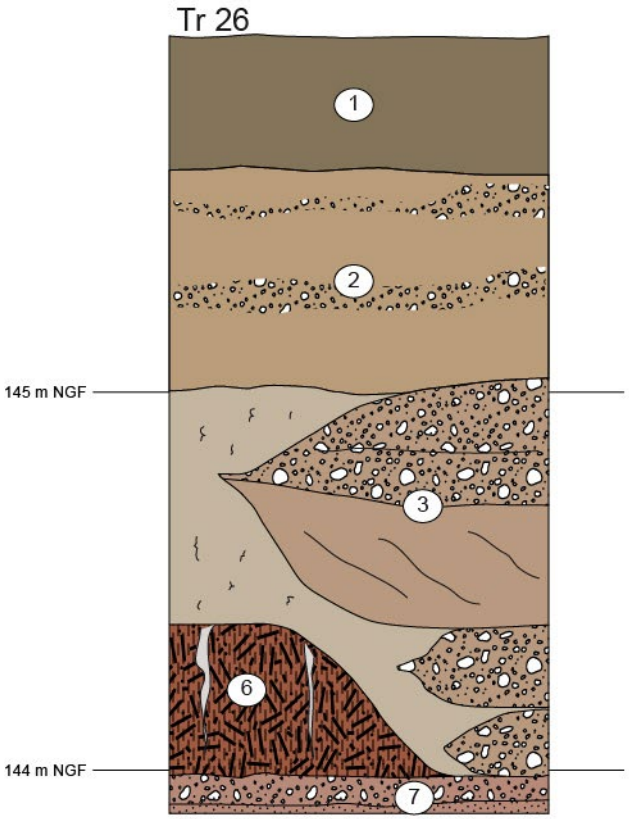
Cette coupe permet donc de mettre en évidence le caractère polyphasé de la terrasse de Lingolsheim, avec à la base une interstratification de dépôts rhénans et de dépôts vosgiens et une contraction de la rivière au cours du Weichselien supérieur marquée par le dépôt de sables soufflés et de loess.

8.2.4 Holtzheim « Terrasse du Roettig »

La terrasse du Roettig a été documentée par onze sondages d'environ 2 m de profondeur lors du diagnostic archéologique mené à Holtzheim en 2015 (Steiner 2015). Sept profils complémentaires ont été ouverts lors de la fouille de 2016. Le profil de la tranchée 13 illustre bien cette portion de plaine. Il est complété par le profil de la tranchée 26 (Fig. 273, Fig. 274 etTab. 92).

La succession stratigraphique observée est constituée à la base de graviers gréseux, dont le sommet se trouve à plus d'1,5 m sous celui des graviers de la terrasse de Lingolsheim (unité 7). Elle se poursuit avec des limons argileux brun-rouge à structure prismatique à polyédriques avec des enduits argileux sur les faces des prismes et des glosses qui dessinent localement des polygones (cellules de 30 à 40 cm de diamètre (unité 6). L'unité est recouverte par des limons légèrement sableux se distinguant par leur couleur blanc-gris, leur structure massive, les oxydes ferro-manganiques (nodules d'1 à 2 cm de diamètre) et la présence de tessons de céramiques antiques et protohistoriques (unité 5). L'unité suivante, des limons légèrement argileux, présente une couleur brun-gris, une structure prismatique bioturbée et quelques langues centimétriques plus claires et oxydées (unité 4). Les unités 6, 5 et 3 sont recoupées par un banc de graviers large d'une trentaine de mètres, orienté est-ouest et reconnu sur plus de 100 m de long (unité 3). La succession stratigraphique se poursuit avec des limons sableux brun-beige à structure massive et avec des alignements lâches et des lits centimétriques de galets (unité 2). En surface, l'unité supérieure est gris sombre et marquée par les labours (unité 1).

À la base, les graviers gréseux (unité 7) sont des alluvions de la Bruche dont la géométrie est en l'état difficile à restituer. Les alluvions fines (unité 6) qui les recouvrent témoignent d'une migration du chenal actif et de la formation d'une plaine d'inondation. Elles présentent les traits d'une évolution pédologique marquée de type luvisol avec dépôts d'enduits argileux dans la porosité. La formation de l'horizon a nécessité un bon drainage (Duchaufour 2000) et montre donc un enfoncement du niveau phréatique, probablement en relation avec une incision de la Bruche. En première lecture, sur la base de sa teinte claire et de son caractère limoneux, l'unité 5 pourrait être interprétée comme l'horizon éluvié E (lessivé des argiles et de la matière organique) à l'origine de la formation du BT sous-jacent. La présence d'artefacts antiques, protohistoriques et néolithiques dans l'unité traduit toutefois un remaniement, probablement par le cours d'eau, vu l'absence de graviers issus



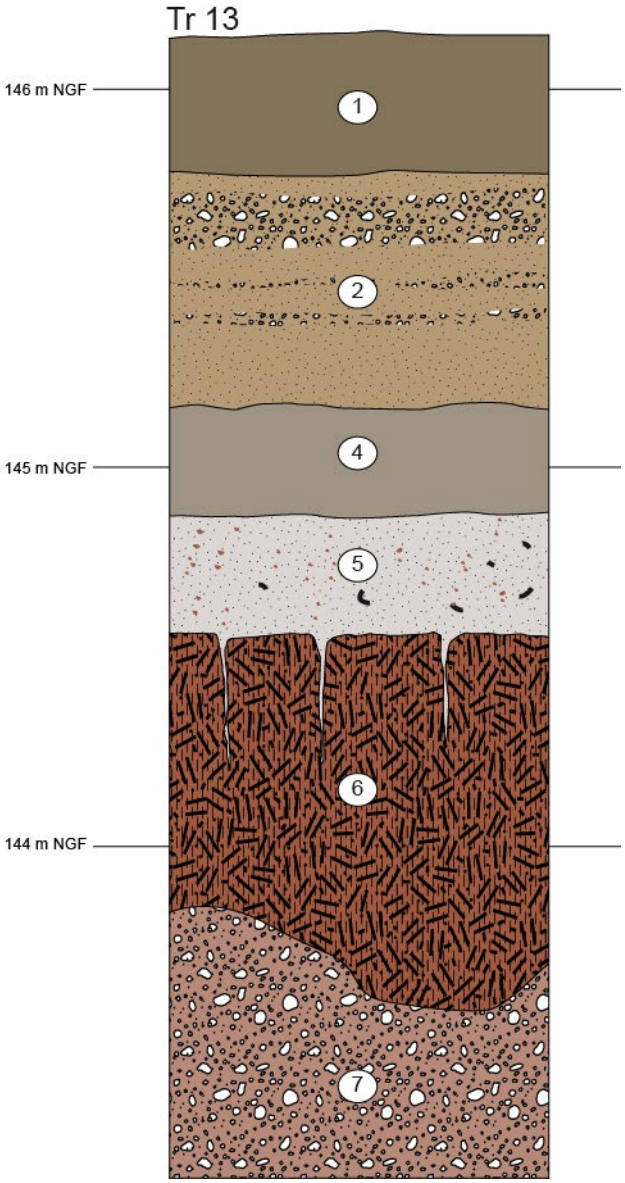


Fig. 273 : Holtzheim « terrasse du Roettig », profils étudiés.



Fig. 274 : Holtzheim « terrasse du Roettig », vue d'un des profils.

du démantèlement de la terrasse de Lingolsheim. La couleur plus brune et la structure bioturbée de l'unité 4 suggèrent une seconde phase de pédogénèse, peu exprimée dans une ambiance saisonnièrement humide, dont témoignent les langues qui la traversent. Le banc de graviers (unité 3) atteste d'une défluviation de la Bruche dans sa plaine d'inondation. Le haut de la séquence est constitué de limons de débordement qui vers la terrasse de Lingolsheim sont enrichis en graviers et en colluvions et forment un glacis qui atténue le talus entre les deux nappes alluviales.

La chronologie de la terrasse du Roettig peut s'appuyer uniquement sur l'âge des loess de la terrasse de Lingolsheim et sur des calages archéologiques. L'incision de la terrasse de Lingolsheim est forcément postérieure à 20 000 ka, sinon, balayés par les flots, les loess présents à sa surface n'auraient pas été conservés. Il est difficile de proposer un âge pour l'horizon BT, unité 6, mais les pédologues considèrent que la formation d'un tel horizon est plurimillénaire (Duchaufour 2000). Cet horizon évoque celui décrit dans le bras d'Entzheim dont les matériaux à partir desquels il s'est formé ont livré un âge par luminescence (méthode SAR sur la fraction polyminérale, 4-11 µm) de 20 300 ± 2 900 ans (Ertlen et Schneider 2018). Concernant les polygones de dessiccation qui recoupent l'horizon, un récent travail de compilation dans l'est de la France a proposé l'hypothèse d'un âge antique pour la plupart de ces traits pédologiques, probablement d'origine anthropique (Gebhardt et al. 2018). De fait, l'horizon blanchi, unité 5, est recoupé par un réseau de fossés antiques. Le caractère très minéral du remplissage de ces structures incite à les placer antérieurement au développement du petit sol hydromorphe (unité 4). Enfin, les dépôts alluvio-colluviaux de l'unité 2 sont recoupés par des structures de la fin du XIXe siècle, ce qui donne un terminus ante-quem à leur mise en place.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
13	1	0,37	limons légèrement sableux, brun gris sombre, massive labourée
13	2	0,6	limons sableux, brun beige, plus gris et hétérogène à la base limons sableux, structure massive et lits fins de galets
26	3	1,05	graviers (2 à 3 cm), localement sec, matrice sableuse, gravillonneuse ou sablo-argileuse, dans des limons sableux gris avec des nodules et des filaments d'oxydes de fer millimétriques à centimétriques
13	4	0,29	limons légèrement argileux, brun gris, structure prismatique bioturbée, présence de langues centimétriques plus claires et oxydés
13	5	0,32	limons légèrement sableux, blanc, structure massive, oxydes ferro-manganiques (nodules d'1 à 2 cm de diamètre), présence de céramiques antiques et protohistoriques dans l'unité
13	6	1,08	limons argileux, brun rouge, structure prismatique à polyédriques enduits argileux sur les faces des prismes, présence de glosses qui dessinent localement des polygones (cellules de 30 à 40 cm de diamètre)
13	7	Base non atteinte	graviers gréseux (1 à 2 cm de diamètre moyen, 5 à 10 cm de diamètre maximum) et matrice sableuse rose

Tab. 92 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », description des unités mises au jour.

8.2.5 Mutzig « Rue Schweitzer »

L'extension des terrasses de la basse Bruche et leur relation avec le glacis du Début Weichselien de Mutzig « Rain » ont été documentées à partir d'un sondage ouvert dans la terrasse alluviale cartographiée au pied du massif du Felsbourg dans le cadre d'un diagnostic archéologique mené rue Schweitzer à Mutzig (Bachellerie, Wuscher 2017).

La base de la succession stratigraphique est constituée de galets hétérométriques de 2 à 4 cm de diamètre moyen, avec des éléments pouvant atteindre 15 cm de diamètre maximum (unité 6). Le cortège pétrographique comprend majoritairement des roches volcaniques du Nideck et des roches de l'ère primaire. Les grès sont peu représentés. La matrice est limono-argilo-sableuse rose et peu abondante (Fig. 275 et Tab. 93). La succession stratigraphique se poursuit avec des sables fins argilo-limoneux brun-rouge qui présentent une structure prismatique avec langues plus claires aux bords oxydés (unité 5), des sables fins limoneux gris-blanc-rose avec une structure prismatique bioturbée à polyédrique et quelques charbons (unité 4) et des limons sableux brun-rose à structure prismatique bioturbée (unité 3). Elle se termine avec des limons sableux beige-rose qui ont livré des fragments de grès et de terre cuite architecturale moderne (unité 2) et dont le sommet est gris sombre (unité 1).

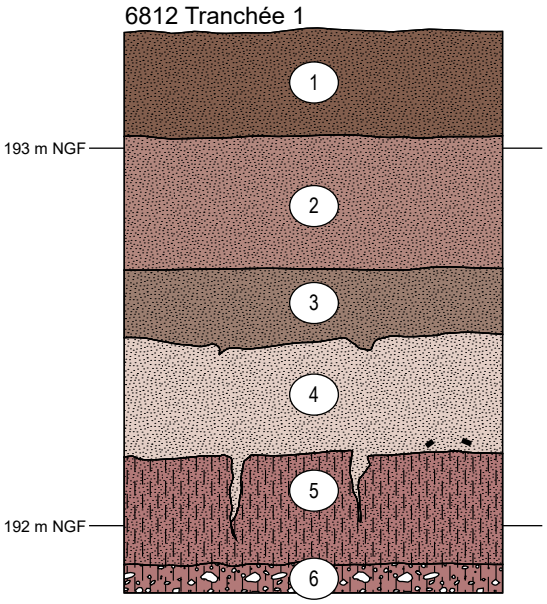


Fig. 275 : Mutzig « rue Schweitzer », profil étudié.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
6812 - Tr 1	1	0,28	limons sableux, gris sombre
6813 - Tr 1	2	0,35	limons sableux, beige rose, structure prismatique bioturbée, fragments de grès, terre cuite architecturale moderne
6814 - Tr 1	3	0,19	limons sableux, brun rose, structure prismatique bioturbée à polyédrique, limite supérieure diffuse sur 5 cm
6815 - Tr 1	4	0,31	sables fins limoneux, gris blanc rose, structure prismatique bioturbée à polyédrique, quelques charbons
6816 - Tr 1	5	0,28	sables fins argilo-limoneux, brun rouge, structure prismatique, dure et compacte, langues plus claires oxydées sur les bords
6817 - Tr 1	6	Base non atteinte	galets hétérométriques (2 à 4 cm de diamètre moyen, 15 cm de diamètre maximum, beaucoup de roches volcaniques du Nideck, peu de grès), matrice peu abondantes limono-argilo-sableuse rose

Tab. 93 : Mutzig « rue Schweitzer », description des unités mises au jour.

Les galets à la base du profil (unité 6) sont des dépôts de fond de chenal. Sur la base d'une fenêtre isolée et d'un décapage très superficiel, il est difficile de reconstituer le type de plaine dans lequel ils prennent place. Les dépôts fins postérieurs (unités 5, 4 et 3) sont des dépôts de plaine d'inondation témoignant d'un déplacement du chenal et probablement d'une phase d'incision. Ils présentent les caractères d'un sol brun lessivé, avec un horizon BT bien exprimé (unité 5). La présence de charbons dans l'unité 4 peut résulter d'une troncature ou d'un remaniement de l'horizon éluvié. Ce paléosol est semblable à celui décrit précédemment à Holtzheim. Il est fossilisé par des colluvions modernes (unité 2).

En termes de couverture pédosédimentaire, la terrasse de Mutzig apparaît donc équivalente à la terrasse du Roettig. Le sol évolué présent à sa surface traduit une pédogénèse longue probablement en relation avec une incision des alluvions du Weichselien supérieur par la Bruche au début du Tardiglaciaire. En revanche, pour le moment aucune terrasse plus ancienne n'a été mise en évidence dans ce tronçon de la vallée et le glacis de Mutzig-Rain paraît formé indépendamment de l'activité de la rivière.

8.2.6 Kolbsheim « Zone à Défendre (ZAD) »

Une portion de la plaine actuelle a pu être documentée à Kolbsheim dans le cadre des diagnostics préalables au Contournement Ouest de Strasbourg. Une soixantaine de sondages ont été observés (Schneikert et al. 2019). Trois d'entre eux permettent d'exposer les trois grands ensembles mis en évidence.

Vers le versant, une nappe de sables limoneux reposant sur des galets a été mise en évidence. Elle est illustrée par la tranchée 40 (Fig. 276 et Tab. 94). Elle est constituée de limons argilo-sableux, gris-bleu avec des lits de sables moyens roses (unité 4), de sables moyens à fins légèrement argileux gris hétérogènes marbrés de brun, avec une structure bioturbée à polyédrique et des oxydes ferro-manganiques centimétriques autour d'anciennes racines (unité 3) et de limons légèrement argileux sableux brun orangé avec une structure massive bioturbée et des fragments de terre cuite (unité 2). Son sommet est plus brun (unité 1). En contrebas de cette nappe alluviale, ont été mis au jour des galets et des gravillons qui ont livré un fragment de céramique centimétrique du Haut-Empire (70-210 de notre ère, Schneikert et al. 2019) et qui peuvent être illustrés par la tranchée 47. Plus près de la plaine, autour de la tranchée 62, des argiles gris-bleu avec des fragments de terre cuite probablement médiévaux ou modernes (unité 4, Schneikert et al. 2019) sont coiffés par des galets (unité 3) et des limons sableux (unité 2).

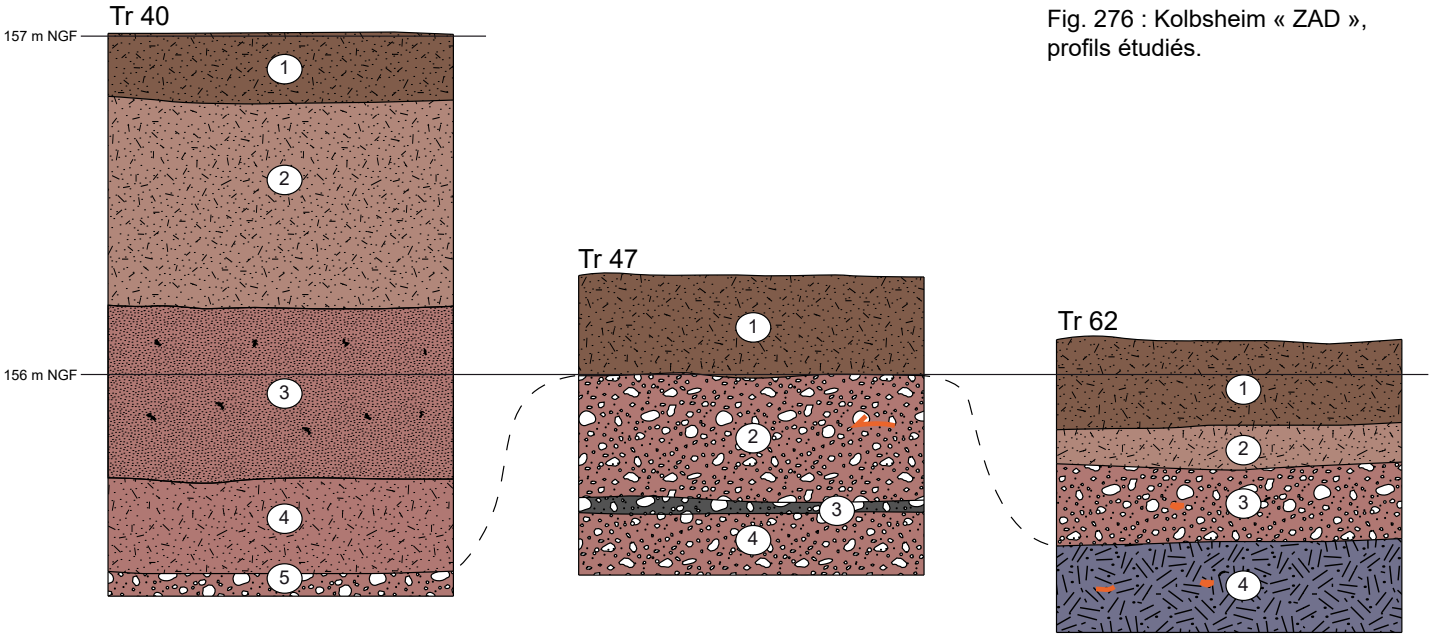


Fig. 276 : Kolbsheim « ZAD », profils étudiés.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
40	1	0,2	sables bruns sombres
40	2	0,58	limons légèrement argileux sableux, brun orangés, structure massive bioturbée, fragments de terre cuite
40	3	0,51	sables moyens à fins légèrement argileux, gris hétérogène marbré de brun, structure bioturbée à polyédrique, oxydes ferro-manganiques centimétriques autour d'anciennes racines
40	4	0,29	limons argilo-sableux, gris bleu et lits de sables moyens roses, unité gorgée d'eau
40	5	Base non atteinte	graviers
47	1	0,31	sables moyens à brun sombre
47	2	0,36	sables moyens roses, gravillons et galets (1 à 2 cm), fragment de céramique centimétrique du Haut-Empire (70-210 de notre ère, Schneikert et al. 2019)
47	3	0,05	croûte d'oxydes de manganèse
47	4	Base non atteinte	galets (3 cm de diamètre moyen, 7 cm de diamètre maximum), matrice sableuse rose, oxydes ferro-manganiques
62	1	0,26	limons sableux, brun gris
62	2	0,12	limons sableux, brun
62	3	0,23	galets (1 à 3 cm de diamètre moyen), matrice sableuse rose, fragments de terre cuite
62	4	Base non atteinte	argiles, gris bleu, fragment de terre cuite (probablement médiéval ou moderne, Schneikert et al. 2019).

Tab. 94 : Kolbsheim « ZAD », description des unités mises au jour.

La nappe de sables limoneux est interprétée comme des dépôts de plaine d'inondation. Les galets présents en contrebas sont des dépôts de fond de chenal antiques ou post-antiques, dont la géométrie n'a pas pu être précisée. Il est possible qu'ils soient contemporains des dépôts de plaine d'inondation. La présence d'argiles bleues avec des fragments de terre cuite probablement médiévaux ou modernes traduit une migration du chenal vers le sud, peut-être en relation avec les aménagements hydrologiques de la période, notamment le creusement du canal au XVIIe siècle (Maire 1966).

8.2.7 Synthèse sur la Bruche

Dans la Basse-Vallée de la Bruche, ont donc été documentés un glacis du Début Glaciaire Weichselien et deux terrasses alluviales, du début et de la fin du Pléniglaciaire supérieur. La première, la terrasse de Lingolsheim est couverte de loess, tandis que la seconde, la terrasse du Roettig, est coiffée par un paléosol évolué tronqué par une défluviation de la Bruche et recouvert par des colluvions au cours de l'Holocène récent. La plaine alluviale actuelle comprend quant à elle au moins une nappe grossière de l'Holocène, suivie de dépôts argileux témoins d'une migration du chenal. Hormis pour le glacis de Mutzig, trop peu étendu et difficile à identifier en l'absence d'affleurement, les observations présentées ici confirment les tracés des grands ensembles de la carte géologique. Elles ont été confortées par un diagnostic archéologique mené récemment à Dachstein qui a permis de montrer la continuité de la terrasse du Roettig dans l'ensemble de la basse Bruche (Croutsch et Houssier 2020). Elles apportent en outre les éléments de chronologie absolue qui manquaient jusqu'à présent. En revanche, comme pour la Thur, il est difficile de réfléchir aux mécanismes d'incision, la base des formations grossières étant dans l'état actuel des données difficile à approcher.

À Mutzig-Rain, le Début Weichselien est caractérisé par une production importante de sables issus de la désagrégation du versant gréseux. Il est toutefois difficile d'utiliser ce site pour définir des horizons repères, tant la sédimentation est liée au contexte topographique local et à la nature géologique singulière du gisement caractérisé par une carbonatation du massif gréseux du Felsbourg due aux eaux issues des calcaires Muschelkalk qui le coiffent. Il est également compliqué de définir des horizons repères dans les nappes de graviers de la Bruche, les faciès mis au jour étant d'une grande homogénéité du Weichselien à l'Holocène. La nature des intercalations fines permet toutefois de différencier les différentes nappes grossières. Ainsi, onze phases permettent de résumer l'histoire des terrasses de Lingolsheim et du Roettig à Holtzheim **:**

• dépôts torrentiels de la Bruche avant 50 ka **;**
• dépôts de limons de débordement rhénan ;
• dépôts torrentiels de la Bruche ;
• façonnement de la terrasse de Lingolsheim au cours du dernier maximum glaciaire (avant 20 000 ka) et dépôt de loess et de sables soufflés à sa surface ;
• dépôts de graviers dans le lit majeur par des dynamiques torrentielles dans un lit large et mobile ;
• dépôts de limons de débordement et d'argiles dans une plaine d'inondation **;**
• pédogénèse en contexte drainant contrôlé par un enfoncement du chenal de la Bruche **;**
• phase d'assèchement du sol, responsable des polygones de dessication et peut-être liée à des fossés antiques ;
• développement d'un petit sol hydromorphe **;**
• crue torrentielle non datée ;
• dépôts d'alluvions et colluvions avant la fin du XIXe siècle.

8.3. La Zorn

La Zorn présente également un cône étendu (36 km^2) dont la forme évoque celui de la Thur, mais avec une pente amont aval bien moindre, autour de 1 ‰, et plusieurs caractères singuliers, notamment la taille de son bassin-versant, presque deux fois plus grand que celui de la Bruche et trois fois plus grand que celui de la Thur. Elle prend sa source dans les Vosges à 800 m d'altitude. Longue de 85 km, elle draine un bassin-versant d'environ 750 km^2, qui peut être subdivisé en deux grands ensembles. Sa partie amont est localisée dans les Vosges gréseuses fortement disséquées avec un caractère montagnard marqué et une pente globale du lit autour de 19 ‰. Sa partie aval est située dans des petites collines à la lithologie plus diversifiée, grès, argiles, marnes calcaires et loess du Champ de Fractures de Saverne, du Kochersberg et de l'arrière-pays de Brumath, avec une pente du lit autour de 1,25 ‰ (Maire 1986b). Les précipitations sont concentrées en deux périodes, d'octobre à février et de mai à août. La première est responsable des hautes eaux. La seconde est presque sans conséquence sur l'écoulement. Son régime hydrologique est défini comme « pluvio-évaporal » (Maire 1986b).

8.3.1 Géomorphologie du cône de la Zorn

La vallée de la Zorn est délimitée au nord par les collines loessiques de Brumath et au sud par celles du Kochersberg, dont les bordures ont une orientation est-ouest. Jusqu'à hauteur de Mommenheim, elle est peu large, moins d'un kilomètre. À partir de Mommenheim, la bordure du Kochersberg s'infléchit vers le sud-est et dessine une échancrure triangulaire de près de 40 km^2 qui s'étend jusqu'à la plaine rhénane, à Reichstett au sud-est et à Weyersheim à l'ouest (Fig. 277). Cet espace est occupé par un vaste cône alluvial sableux attribué par la carte géologique au dernier cycle glaciaire (Blanalt et al. 1972). Ses flancs sud-ouest et nord seraient occupés par des terrasses alluviales, attribuées respectivement au Mindel et au Riss (Tricart et al. 1970 ; Blanalt et al. 1972). Masquée par un glacis colluvial, la première ne présente pas une expression morphologique nette (Tricart et al. 1970). La seconde est plus marquée dans le relief.

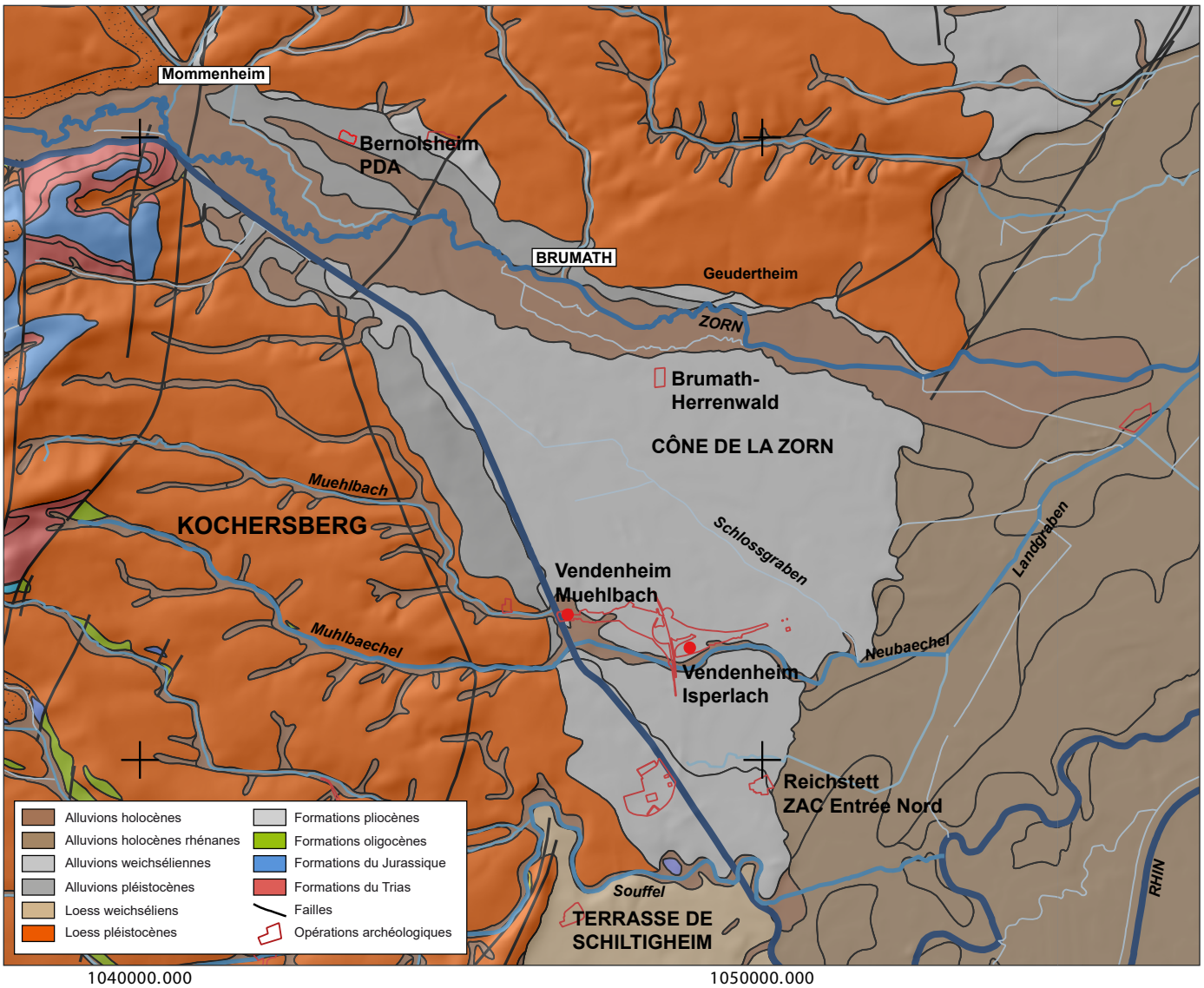


Fig. 277 : Principales entités géologiques du cône de la Zorn (d'après Blanalt et al. 1972 ; Skrzypek et al. 2007) et positions des sites étudiés.

Le cône weichselien de la Zorn ressort nettement dans le paysage par son caractère sableux. Sa pente amont aval est d'environ 1 ‰. A hauteur de Geudertheim, il est incisé sur 2 à 3 m de haut par la Zorn. Vers l'ouest, sa bordure est marquée par un talus et le sommet de la plaine rhénane se situe 4 m en contrebas. Il est traversé dans sa partie centrale par un thalweg peu marqué, occupé par le Schlossgraben, un défluent de la Zorn dont le tracé très linéaire traduit l'artificialisation. Vers le sud, il est traversé par le Neubaechel, petit cours d'eau issu des collines loessiques du Kochersberg qui s'écoule 1 à 2 m en contrebas de son sommet. Il faut enfin noter que sa surface se situe à près de 10 m sous le sommet de la terrasse de Schiltigheim qui est supposé avoir le même âge. Large d'environ 1 km, et 2 à 3 m sous le sommet du cône à hauteur de Geudertheim, la plaine actuelle rattrape le niveau de base de la plaine du Rhin dans sa partie aval, ce qui explique que sa pente, 1,25 ‰, soit légèrement plus forte que celle du cône.

Alors que l'action des vents périglaciaires a été notée à sa surface (pavage éolien, présence ponctuelle de limons loessiques : Blanalt et Vogt 1972), la structure interne et l'épaisseur du cône de la Zorn ne sont pas très bien connues, peu de coupes exploitables étant référencées dans la banque du sous-sol du BRGM. Une épaisseur de 10 à 20 m est estimée dans la partie septentrionale du cône, entre Mommenheim et Brumath, et de 7 à 8 m dans les secteurs plus en aval (Geudertheim, sondage 02343X0022/F2 ; Hoerdt, sondage 02343X0174/FGE). Le log lithologique moyen établi dans l'emprise de la carrière de Brumath « *Herrenwald* » par l'exploitant, l'entreprise Nonnenmacher, à partir de trois sondages carottés montre la succession stratigraphique suivante, de haut en bas (Schneikert 2015) :

• de 140 à 129,5 m NGF : sables et graviers rouges
• 129,5 à 125,5 m NGF : limons argileux sur une épaisseur moyenne de 4 m
• 125,5 à 113 m NGF : sables et graviers gris
• 113 m NGF : toit des marnes oligocènes

La vallée actuelle est remblayée par des sables et des limons épais de 1,6 à 3,5 mètres attribués au Tardiglaciaire et à l'Holocène (Blanalt et al. 1972), mais aucune coupe n'a été présentée pour l'instant pour étayer cette attribution. Elle est parcourue par un à trois chenaux faiblement encaissés, dont plus de la moitié des tronçons présentent des tracés rectilignes qui témoignent d'interventions anthropiques. Du fait de ce faible encaissement, la nappe phréatique est proche de la surface, les inondations sont fréquentes et de grandes pièces d'eau envahissent temporairement la vallée (Blanalt et al. 1972).

Comme pour la Bruche et la Thur, il apparaît compliqué d'apprécier l'extension et l'épaisseur des dépôts weichseliens et holocènes sur la seule base de la littérature existante. De nouvelles coupes, sur le versant nord de la vallée à Bernolsheim « PDA », dans la partie proximale du cône à Brumath « Herrenwald », dans la partie distale à Vendenheim et Reichstett, ainsi qu'autour du Muhlgraben, permettent de vérifier les limites des grands corps sédimentaires, de préciser leurs épaisseurs et de tenter de définir et de dater des horizons repères.

8.3.2 Bernolsheim « Plateforme d'activité (PDA) »

Au Nord, le versant exposé au Sud qui limite la vallée de la Zorn présente un dénivelé de 30 à 40 m et une pente d'environ 3 %. Sa topographie est marquée par de légères ondulations qui témoignent de l'existence de vallons fossiles. Il serait façonné dans des loess pléistocènes déposés sur des sables, des graviers et des argiles pliocènes (Blanalt et al. 1972). Au pied de ce versant, une terrasse alluviale de près de 500 m de large, dont le sommet se trouve autour de 150 à 151 m NGF, domine de plus de 5 m la plaine de la Zorn. Noté FxZ sur la carte géologique, elle est attribuée à l'avant-dernière glaciation, le Riss (Blanalt et al. 1972), mais aucune coupe n'a été présentée pour conforter cette attribution. Vers les collines de Brumath, l'altitude du sommet du replat est plus élevée et atteint 155 à 157 m NGF, ce qui peut traduire l'existence d'une terrasse plus ancienne et/ou l'existence d'un glacis colluvial. Le sous-sol du secteur a été mis au jour lors des fouilles archéologiques préalables aux aménagements de la Plateforme d'activité de Bernolsheim (Fleischer et Oberlin à paraître). Il peut être illustré par le profil 26636 (Fig. 278, Fig. 279 et Tab. 95).

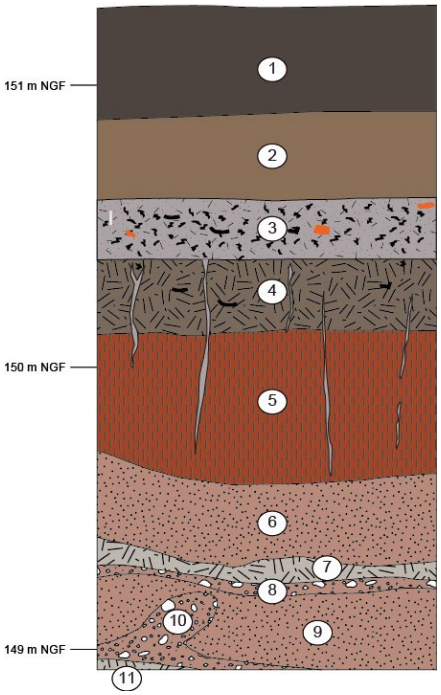


Fig. 278 : Bernolsheim « Plateforme d'activité (PDA) », profil 26636.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
26636	1	0,37	sables limoneux organique gris, structure massive
26636	2	0,3	sables limoneux, brun-beige, structure massive
26636	3	0,22	sables fins limoneux, gris, nodules d'oxydes ferro-manganiques bruns noirs (0,8 à 1 cm de diamètre), structure massive, fragments de céramiques antiques
26636	4	0,26	limons argileux, brun sombre, structure polyédrique sub-anguleuse à grumeleuse, fragments de céramiques non tournées
26636	5	0,52	limons argilo-sableux, brun orangé, structure prismatique bioturbée à polyédrique sub-anguleuse, glosses grises (polygones de dessication et traces d'anciennes racines)
26636	6	0,32	sables fins à moyens, rose
26636	7	0,08	argiles hétérogènes, orange à gris bleu clair
26636	8	0,05	galets (1 à 3 cm de diamètre moyen), matrice sableuse rose
26636	9	0,26	sables fins à moyens, rose
26636	10	0,17	galets (1 à 3 cm de diamètre moyen), matrice sableuse rose
26636	11	Base non atteinte	argiles hétérogènes, orange à gris bleu clair

Tab. 95 : Bernolsheim « Plateforme d'activité (PDA) », unités rencontrées.

La base de la succession est constituée de galets de 1 à 3 cm de diamètre, compris dans une matrice sableuse rose (unités 11 à 6) avec des intercalations argileuses orange à gris-bleu clair (unités 7 et 11, Fig. 278 et Tab. 95). Le toit de ces dépôts est marqué par des involutions qui, localement, pénètrent l'unité postérieure (Fig. 279). Celle-ci est brun-rougeâtre, argileuse, et présente une structure prismatique à polyédrique avec des enduits argileux sur les faces des agrégats (unité 5). La succession stratigraphique se poursuit avec un horizon brun-gris sombre qui a livré des fragments de céramique non tournée du Néolithique et de la Protohistoire (Unité 4). Il est recoupé par de nombreuses langues plus claires, oxydées sur leur bordure et dessinant des polygones irréguliers de 20 à 40 cm de diamètre. Ces langues recoupent également les remplissages des structures en creux néolithiques et protohistoriques. L'horizon brun-gris sombre est également recoupé par un grand fossé antique dont la base du remplissage est constituée de sables lités. Il est recouvert par des sables fins limoneux gris comprenant de nombreux nodules d'oxydes ferro-manganiques brun-noir (0,8 à 1 cm de diamètre), des fragments de céramiques antiques et présentant une structure massive. Cette unité est localisée autour du grand fossé antique. La succession stratigraphique se termine avec des sables limoneux, brun-beige et gris dont la structure est massive (unités 2 et 1).



Fig. 279 : Bernolsheim « Plateforme d'activité (PDA) », vue du profil 23056..

Les dépôts à la base, unités 11 à 6, sont des alluvions de la Zorn. En l'absence de coupes continues, il est difficile de définir le type de plaine alluviale dans laquelle ils prennent place. La couleur et la structure de l'unité 5, des limons argileux brun orangé, sont les caractères d'un horizon BT de luvisol. Elle est localement pénétrée par les alluvions sous-jacentes sous l'effet du gel (cryo-injections, Pissart 1987). Son développement est donc antérieur à l'Holocène. L'unité 4, des limons argileux brun sombre caractérisés par une structure polyédrique sub-anguleuse à grumeleuse, présente les traits d'un ancien horizon de surface. Les fragments de céramique non tournée qu'elle a livrés peuvent s'interpréter comme le résultat du remaniement du terme supérieur de structures archéologiques par la bioturbation et les travaux agricoles. Les polygones qui le recoupent sont postérieurs au comblement des structures néolithiques et protohistoriques. Ils sont donc le résultat d'une phase de dessiccation en milieu tempéré, un processus observé sur plusieurs autres sites de l'Est de la France et plutôt centré autour de la période antique (Gebhardt et al. 2018). Cette unité est recouverte par trois générations de colluvions, les unités 3, 2 et 1. La plus ancienne est localisée autour d'un vaste fossé antique dans lequel l'eau a circulé de façon régulière, ce dont témoignent les lentilles sableuses mises au jour à la base de son remplissage. Elle est interprétée comme le résultat d'épandages boueux en périphérie du fossé. La deuxième génération de colluvions est plus étendue et se dépose en milieu drainé. La génération la plus récente est enrichie en matière organique et marquée par les labours actuels.

Les profils mis au jour, des alluvions fines coiffées par un sol de rang interglaciaire qui a subi une phase de gel confortent l'attribution proposée par la carte géologique. Ils exposent également une succession stratigraphique holocène qui bien que peu épaisse permet de mettre en lumière une perturbation du drainage du sol à l'Holocène récent, autour de l'époque antique, matérialisée par des marques de dessiccation (Gebhardt et al. 2018) et des colluvions liées au débordement d'un fossé.

8.3.3 Brumath « *Herrenwald* »

À Brumath « *Herrenwald* », la partie proximale du cône, 2 à 3 m au-dessus du sommet de la plaine actuelle, a pu être documentée par un diagnostic archéologique de 4,8 hectares préalablement à l'extension de la carrière Nonnenmacher (Schneikert 2015). La succession stratigraphique peut-être illustrée à partir du profil 24 (Fig. 280 et Tab. 96).

La base de la succession stratigraphique observée est

Profil	Unité	Épaisseur	Description
24	1	0,4	sables gris sombres
24	2	0,2	sables fins à moyens et galets répartis de façon homogène dans l'unité, beige blanc
24	3	0,31	sables fins à moyens beige à rose claire et petits galets répartis de façon homogène dans l'unité, lamines discontinues d'environ 1 cm d'épaisseur indurées et rouges (migration d'argiles et de fer d'origine pédologique)
24	4	0,24	sables fins à moyens et petits galets répartis de façon homogène dans l'unité, lamines d'environ 1 cm d'épaisseur indurées et rouges (migration d'argiles et de fer d'origine pédologique)
24	5	0,56	sables fins à moyens roses indurés avec des croûtes rouges
24	6	0,19	poches sablo-limoneuse beige et lisérés bordeaux
24	7	0,06	limons argileux gris, oxydes de fer, unité cryoturbée
24	8	0,44	sables fins à moyens roses
24	9	Base non atteinte	sables roses avec des poches limono-sableuses blanches avec des petits filaments d'oxydes de fer

Tab. 96 : Brumath « *Herrenwald* », description des unités rencontrées.

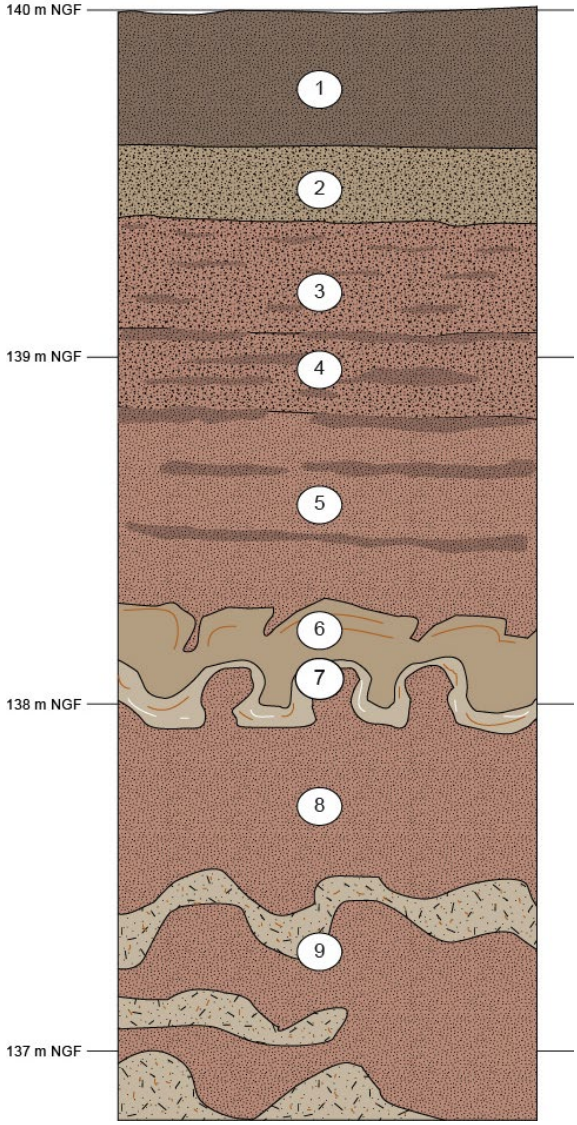


Fig. 280 : Brumath « *Herrenwald* », profil stratigraphique.

constituée de sables roses avec des lits limono-sableux gris pâle marqués de petits filaments d'oxydes de fer, l'unité 9, et de sables fins à moyens roses parcourus de lits de graviers qui présentent des figures stratigraphiques entrecroisées, l'unité 8 (Fig. 280, Fig. 281, Fig. 282 et Tab. 96). Les unités 7 et 6 se distinguent par leur caractère limoneux, gris ou beige, et des involutions très marquées (Fig. 282). La succession stratigraphique se poursuit avec des sables roses, unités 5 à 3, et beige-blanc, unité 2. À partir de l'unité 4, des petits galets de moins d'1 cm de diamètre sont présents dans les unités. Les unités 5 à 3 sont parcourues par des lamines discontinues, d'environ 1 cm d'épaisseur, indurées et rouges (Fig. 283). Le sommet de la succession stratigraphique présente une teinte brune (unité 1).







De gauche à droite et de haut en bas :

Fig. 281 : Brumath « *Herrenwald* », vue des lits argileux et des alluvions sableuses à la base du sondage 21.

Fig. 282 : Brumath « *Herrenwald* », vue des alluvions sableuses, du gley et des loess cryoturbé sur le flanc de la gravière en exploitation.

Fig. 283 : Brumath « *Herrenwald* », sables éoliens et horizon BT en bandes mis au jour par le sondage 26.

La base de la succession stratigraphique observée est interprétée comme des alluvions de la Zorn. En l'absence de coupes continues, il est difficile de définir le type de plaine dans laquelle elles prennent place. Les unités 7 et 6 sont des loess. La coloration grise et les oxydes de fer de l'unité 7 sont les marques d'un gley de toundra. Ces deux unités ont été intensément cryoturbées. Les sables qui les fossilisent étant meubles et homogènes, ils sont interprétés comme un dépôt éolien. Les lamines indurées rouges qui les parcourent présentent les traits d'un horizon BT en bandes (Duchaufour 2000).

Les deux mètres supérieurs de la succession stratigraphique apparaissent ainsi comme des dépôts éoliens qu'il est tentant d'attribuer au Weichselien supérieur par comparaison avec les séquences loessiques de référence (chapitre 3, 4 et 5). Cette hypothèse n'a pu être étayée par des datations absolues, M. Nonnenmacher n'ayant pas délivré d'autorisation pour réaliser des prélèvements sur les fronts de taille de sa carrière. Ainsi, le relief de la partie septentrionale du cône est lié à l'action du vent et non pas à des dynamiques alluviales, ce qui rappelle la terrasse de Schiltigheim (chapitre 5) et dans une moindre mesure la terrasse d'Erstein (chapitre 6).

8.3.4 Vendenheim « *Isperlach* »

La partie distale du cône de la Zone a pu être documentée à Vendenheim, lors du diagnostic du Contournement Ouest de Strasbourg (Steiner 2017). Son sommet se situe ici à 138 m NGF et il est parcouru par le Landgraben, un petit cours d'eau issu des collines loessiques du Kochersberg qui s'écoule environ 1 m en contrebas.

La base de la succession stratigraphique observée est constituée d'argiles organiques très sombres avec des restes de bois, unités 12, 11 et 9, entrecoupées par des sables roses, unité 10 (Fig. 284, Fig. 285 et Tab. 97). Seul un bois, un fragment de pin (*Pinus* sp.) dans l'unité 11, est suffisamment bien conservé pour faire l'objet d'une détermination (détermination : Willy Tegel/Université de Fribourg-en-Brisgau). Ces unités organiques sont recouvertes par des argiles grises (unité 8), des sables roses lités avec des lamines argileuses beiges (unité 7), des sables argileux rouges lités avec des lamines argileuses bleu clair (unité 6) et des graviers et des sables moyens rouges (unité 5). Les unités 4 et 3, des sables avec des lits de graviers se distinguent par une coloration plus rouge, un caractère induré et la présence de langues plus claires (Fig. 286. Elles sont recouvertes par des sables beiges à blancs qui s'épaississent dans les profils voisins, les profils 6183 et 6201 (Fig. 287). Le sommet de la succession stratigraphique est brun et plus organique.

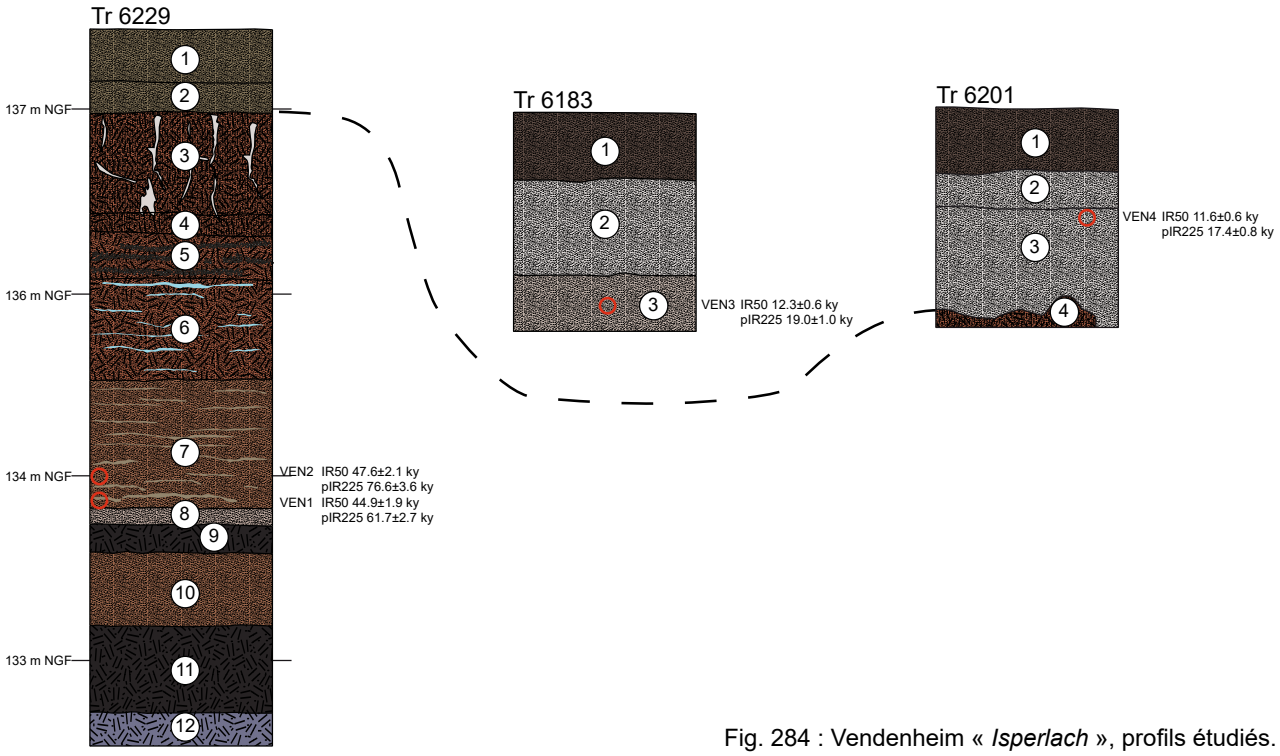


Fig. 284 : Vendenheim « *Isperlach* », profils étudiés.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
6229	1	0,28	sables moyens noirs organiques ;
6229	2	0,16	sables moyens beiges bioturbés caractérisés par des oxydations diffuses orangées peu marquées et quelques nodules d'oxydes de fer/manganèse ;
6229	3	0,55	sables moyens roses qui présentent des taches grises claires lessivées centimétriques et des nodules d'oxydes de fer/manganèse ; à l'intérieur du niveau on identifie quelques lits de graviers émoussés centimétriques avec un léger pendage est-ouest ;
6229	4	0,11	sables moyens rouges oxydés ;
6229	5	0,23	graviers émoussés (1 cm de diamètre) dans une matrice de sable moyen rouge ;
6229	6	0,54	sables argileux rouges lités caractérisés par la présence de fréquents lamines argileuses indurées bleu clair
6229	7	0,7	sables moyen roses pâles lités ; on observe ici des très fréquentes lamines argileuses beiges, progressivement plus épaisses vers la base de la couche
6229	8	0,1	argiles grises massives très faiblement oxydées
6229	9	0,15	sables argileux noirs très organiques avec des restes végétaux et de bois centimétriques (dont un fragment de pin (Pinus sp.) déterminé par Willy Tegel)
6229	10	0,4	sables moyens gris-roses massifs
6229	11	0,46	argiles sableuses noires organiques avec de très nombreux restes de bois pluricentimétriques
6229	12	Base non atteinte	argiles bleu clair avec de très nombreux restes de bois centimétriques
6183	1	0,36	sables moyens noirs organiques
6183	2	0,52	sables blancs
6183	3	Base non atteinte	sables blancs roses, oxydes de fer sous la forme de filaments centimétriques
6201	1	0,34	sables moyens noirs organiques
6201	2	0,21	sables moyens blancs roses
6201	3	0,56	sables moyens, blancs roses, oxydes de fer sous la forme de filaments centimétriques
6201	4	Base non atteinte	sables argileux rouges, indurés

Tab. 97 : Vendenheim « *Isperlach* », description des unités rencontrées.



Fig. 285 : Vendenheim « *Isperlach* », vue du niveau organique dans les alluvions de la Zorn à la base de la séquence étudiée.



Fig. 286 : Vendenheim « *Isperlach* », », vue de l'horizon rouge, unité 3, dans la partie sommitale de la succession stratigraphique.



Fig. 287 : Vendenheim « *Isperlach* », vue des sables éoliens au sommet de la séquence. Le mètre déroulant indique 1 m. Noter le tube pour la datation par luminescence stimulée optiquement à la base du profil.

Les couches argileuses et organiques identifiées à la base du sondage 6229 (unités 12 à 9) sont interprétées comme des alluvions, mais la taille réduite du profil ne permet pas de restituer leur cadre géomorphologique (comblement d'un paléochenal ? plaine d'inondation ?). Ils sont recouverts par des alluvions de la Zorn (unités 8 à 3). Le sommet de ces alluvions est argileux, très oxydés (unité 3) et est interprété comme un horizon BT de luvisol. Localement, comme dans les tranchées 6183 et 6207, il est coiffé par des sables blancs massifs et meubles interprétés comme des sables éoliens.

Les feldspaths de quatre échantillons ont été datés par OSL à l'université de Freibourg (Tab. 98). Les âges IR50 des alluvions de la Zorn et des dépôts éoliens qui les couvrent donnent une fourchette comprise entre 47,6 ± 2,1 et 11,6 ± 0,6 ka, tandis que celle obtenue avec le pIR225 est comprise entre 76,6 ± 3,6 et 17,4 ± 0,8 ka. Un écart important, de 7 à 29 ka, est à nouveau noté en fonction de la méthode utilisée. En domaine alluvial et dans les horizons soumis à d'importantes circulations en eau postérieurement au dépôt des sédiments, les âges pIR se sont, jusqu'à présent, avérés plus proches de la réalité que les âges IR50, comme par exemple à Holtzheim dans la vallée de la Bruche (Fig. 271). Il est donc tentant de retenir ici les âges pIR225, ce qui placerait les dépôts organiques de la base du profil au Début Glaciaire weichselien, les alluvions postérieures au Début Glaciaire ou au Weichselien inférieur et les sables éoliens au Weichselien supérieur. Les contextes similaires susceptibles d'être comparés avec la succession mis au jour font défaut pour étayer ces attributions. Des restes organiques comprenant des pins et datés du Weichselien moyen ont toutefois été découverts dans la vallée du Neckar (Löscher et al. 1980) et sur le plateau de Nussloch (Antoine et al. 2001). Les dépôts éoliens quant à eux, sont surtout épais et étendus datent durant le Weichselien supérieur, comme nous l'avons rappelé dans les chapitres 3 à 5. Mais des sables soufflés ont également été mis en évidence dans la vallée du Rhin à hauteur d'Heidelberg et datés du Dryas récent (Löscher et Haag 1989) dernière péjoration climatique froide avant l'Holocène, entre 12680 – 11590 cal BP (Bos et al. 2008).

Lab code	Depth (cm)	W%	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka-1)	Grain size (µm)	n	od	De IR50 (Gy)	De pIR225 (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR225 (ka)
VEN-1F	257	15±5	1.59±0.10	4.42±0.29	1.38±0.09	2.65±0.12	150-200	21	0.03/0.04	119.08±1.11	163.65±1.78	44.9±1.9	61.7±2.7
VEN-2F	244	15±5	1.59±0.10	4.42±0.29	1.38±0.09	2.65±0.12	150-200	21	0.06/0.08	126.31±1.85	203.35±4.04	47.6±2.1	76.6±3.6
VEN-3F	105	15±5	1.37±0.09	1.86±0.14	0.60±0.04	2.17±0.11	150-200	21	0.08/0.08	26.71±0.51	42.14±0.82	12.3±0.6	19.0±1.0
VEN-4F	60	15±5	1.49±0.09	2.38±0.17	0.71±0.05	2.37±0-12	150-200	21	0.10/0.10	27.40±0.62	41.23±0.50	11.6±0.6	17.4±0.8

Tab. 98 : Vendenheim « *Isperlach* », âges obtenus par luminescence stimulée optiquement des feldspaths (150-200 µm, Frank Preusser/Université de Freibourg).

En résumé, les profils exposés ici confirment l'existence d'alluvions de la Zorn à Vendenheim et confortent les contours de la carte géologique. Ils précisent leur attribution à la fin du SIM 5 ou au SIM 4. Ils permettent également de mieux définir l'extension des sables éoliens déjà mis en évidence à Brumath « *Herrenwald* » et vraisemblablement déposés durant la deuxième partie du Weichselien supérieur. Le lessivage de ces dépôts est responsable de la formation de l'horizon BT observé au sommet des alluvions.

8.3.5 Vendenheim « *Muehlbach* » - Substrat

Deux profils permettent de documenter le sous-sol du cône dans sa partie méridionale autour du Neubaechel. Le premier se situe sur l'interfluve entre le Muehlbach et le Muhlbaechel, juste avant leur confluence. Il a été étudié dans le cadre d'une fouille archéologique préventive et l'approche géomorphologique a été complétée par une étude malacologique réalisée par Salomé Granai (Croutsch et al. 2020).

La base de la succession stratigraphique observée est constituée de sables roses, l'unité 6 (Fig. 288 et Tab. 99). Elle est relativement compacte et le fond de fouille a révélé la présence de lits argileux bleu clair. Elle est exposée sur la berge du Muehlbach (voir infra) et son épaisseur est donc d'au moins 1,5 m. Les unités 5 et 4 se distinguent par leur caractère limoneux, et leur couleur, gris et beige. L'unité 5 se caractérise en outre par un abondant contenu malacologique. À partir du quart des refus de tamis triés, mille cent trente et un (1131) individus de mollusques répartis en dix taxons terrestres et trois aquatiques ont été mis en évidence. Les individus terrestres représentent 96 % des effectifs totaux et sont dominés par *Pupilla alpicola* (41%), *Trochulus hispidus* (31 %) et *Succinella oblonga* (20 %). L'unité 3 se distingue par sa couleur brune et par la présence d'enduits argileux sur les faces des prismes. La succession stratigraphique se poursuit avec des limons légèrement sableux brun-beige, l'unité 2. Elle se termine avec un horizon brun sombre labouré.

La présence de lits argileux et l'aspect compact de l'unité sableuse à la base, l'unité 6, traduisent l'action de l'eau dans sa mise en place. La taille réduite de la fenêtre d'observation ne permet pas de préciser l'environnement fluvial dans lequel elle prend place. Les oxydes ferro-manganiques, la teinte grise et l'abondant contenu malacologique de l'unité 5 témoignent du développement d'un gley de toundra, sol assez fréquent avant le dernier maximum glaciaire, il y a 22 000 ans, comme l'ont montré les chapitres 3 à 6. Il est recouvert par des loess, l'unité 4, qui témoigne d'une aridification du climat et d'une intensification des dynamiques éoliennes. La structure prismatique et les enduits argileux de l'unité 3 sont les marques typiques d'un horizon BT de luvisol. Nettement moins argileuse, l'unité 2 est interprétée comme l'horizon éluvié dont sont originaires les argiles de l'horizon BT sous-jacent. L'aspect de l'unité 1 est lié aux pratiques agricoles récentes.

Ce profil ouvert dans la plaine du Muehlbach atteste son âge pléistocène et le rôle du vent dans sa morphologie.

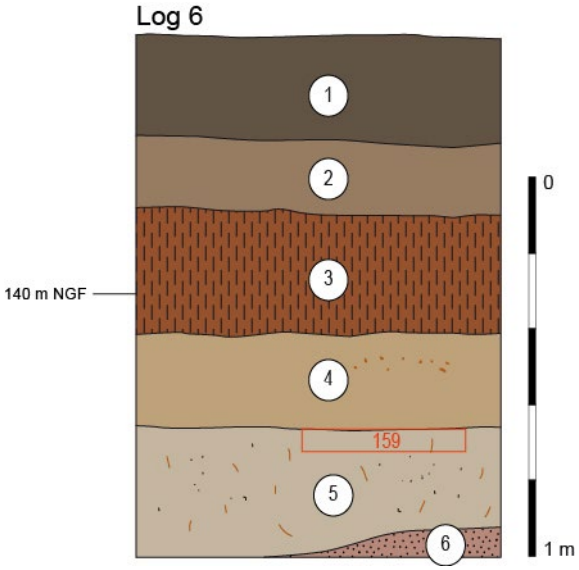


Fig. 288 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Substrat, profil stratigraphique mis au jour.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
6	1	0,28	limons légèrement sableux, brun sombre, structure labourée ;
6	2	0,18	limons légèrement sableux, structure massive ;
6	3	0,31	limons argileux, brun beige, structure prismatique bioturbée, présence d'enduits argileux, quelques nodules d'oxydes de fer millimètre, langues burnes ;
6	4	0,24	limons légèrement sableux, beige gris, structure massive bioturbée ;
6	5	0,34	limons sableux, gris, structure massive, oxydes ferro-manganiques sous la forme de nodules millimétriques et de filaments, malacofaune abondante ;
6	6	Base non atteinte	sables fins à moyens, rose.

Tab. 99 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Substrat, description des unités rencontrées.

8.3.6 Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine

Le second profil autour du Neubaechel permet de documenter le remblaiement le plus récent du thalweg du Muehlbach, peu avant sa confluence avec le Muhlbaechel. La succession stratigraphique est emboitée dans les dépôts pléistocènes (Fig. 289). Dans la partie la plus dilatée du thalweg, elle est épaisse de plus de 2 m (Fig. 290, Fig. 291 et Tab. 100). Elle est constituée à la base de limons argilo-sableux gris clair à structure massive, l'unité 11, coiffés par un horizon plus sombre, bioturbé et marqué par des oxydations ferro-manganiques, l'unité 10. Elle se poursuit avec des limons argilo-sableux gris avec une structure massive et des oncolithes, des concrétions calcaires formées par des cyanobactéries (« algues bleues », Dabkowski 2014) millimétriques. Comme l'unité 10, l'unité 8 se distingue par sa coloration plus brune et sa structure bioturbée. À partir de l'unité 8, les différentes unités ne comportent plus de fraction sableuse et leur texture est systématiquement limono-argileuse (unité 8 à 1). Elles sont constituées d'une alternance d'unités gris-brun à brun-gris à structure massive, les unités 7, 5, 3 et 2, et d'horizons plus sombres et bioturbés, les unités 6, 4 et 1. Encore présents dans l'unité 7, les oncolithes sont absents des unités postérieures.



Fig. 289 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine, vue de la berge et de la succession stratigraphique.

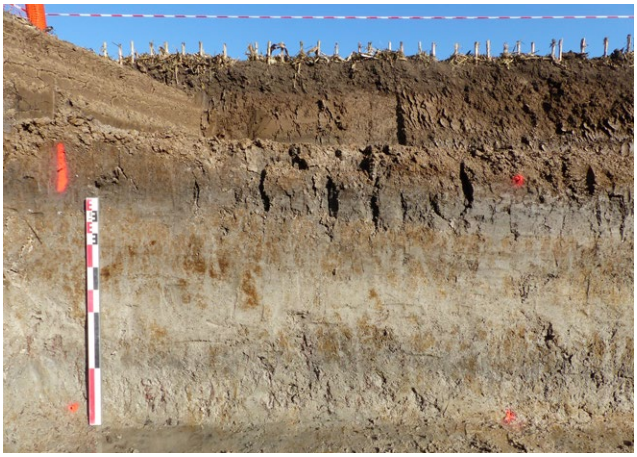


Fig. 290 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine, vue de détail de la succession stratigraphique la plus dilatée. Noter les paléosols sombres.

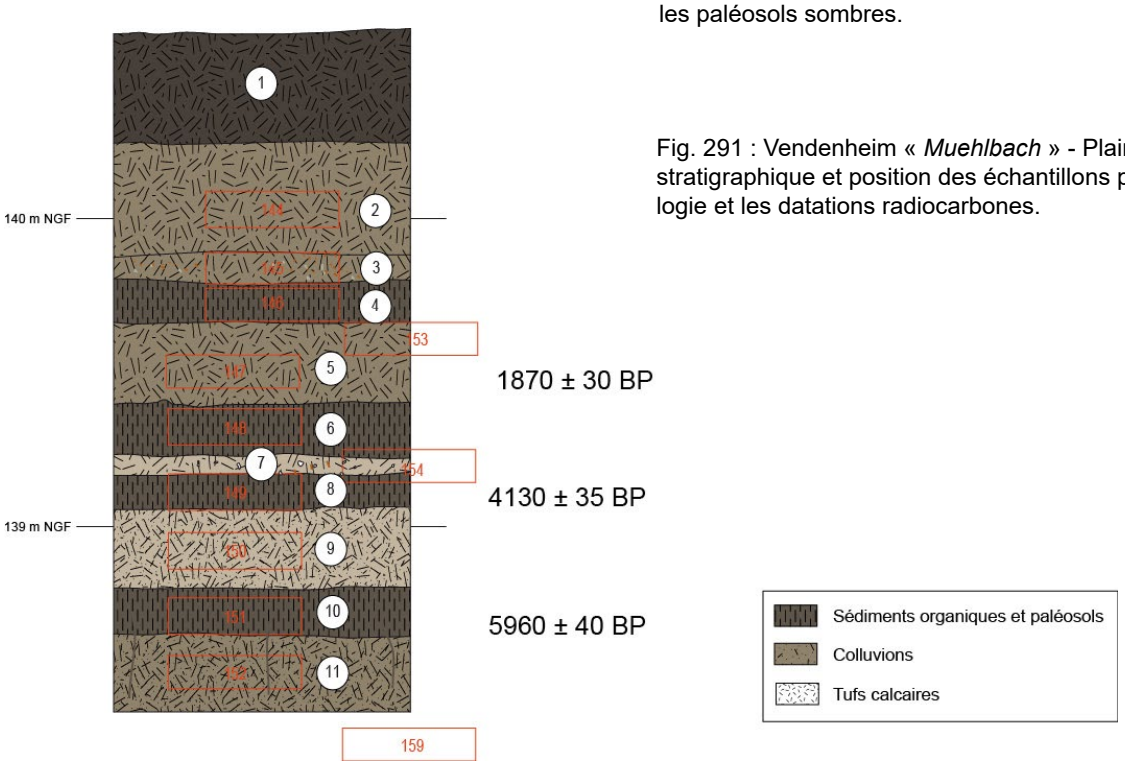


Fig. 291 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine, succession stratigraphique et position des échantillons pour la malacologie et les datations radiocarbones.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
	1	0,36	limons argileux, gris brun sombre, structure massive bioturbée
	2	0,46	limons argileux, brun gris, structure prismatique à polyédrique ;
	3	0,09	limons argileux, brun gris pâle, nodules d'oxydes de fer friables (environ 1 cm de diamètre), latéralement présence de concrétions calcaires (tufs) ;
	4	0,14	limons argileux, gris sombre, structure prismatique à polyédrique (agrégats de 2 à 3 cm), oxydes ferro-manganiques diffus ;
	5	0,24	limons argileux, gris brun hétérogène, structure massive à prismatique ;
	6	0,18	limons argileux, gris (sombre), structure prismatique bioturbée (cavités biologiques) ;
	7	0,07	limons argileux, gris clair, structure massive, oxydes ferro-manganiques, quelques oncolithes ;
	8	0,12	limons argileux, gris, structure prismatique légèrement bioturbée, nombreux oxydes ferro-manganiques et langues grises ;
	9	0,26	limons argilo-sableux calcaires, structure massive gorgée d'eau, gris, oncolithes millimétriques ;
	10	0,17	limons argilo-sableux, gris sombre, structure massive bioturbée gorgée d'eau, oxydes ferro-manganiques et langues grises, filaments organiques (racines) ;
	11	Base non atteinte	limons argilo-sableux, gris clair, structure massive gorgée d'eau, filaments organiques (racines).

Tab. 100 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine, description des unités rencontrées.

À la base de la séquence, les oncolithes des unités 9 et 7 témoignent d'une nappe d'eau pérenne et d'environnements aquatiques. Les quatre horizons plus sombres et plus bioturbés (unités 10, 8, 6 et 4) sont interprétés comme des paléosols, signes de phases de stabilité et d'exondation de la plaine. La disparition de la composante sableuse à partir de l'unité 8 indique, quant à elle, des apports issus des loess, omniprésents dans les collines du Kochersberg, où se situe le bassin-versant du Muehlbach. Ces dépôts ont donc transité sur des distances plus importantes que les unités sous-jacentes.

Sur la base des coquilles de mollusques présentes dans toutes les unités, Salomé Granai propose trois grandes phases environnementales (Croutsch et al. 2020). Les unités 11 à 9 se caractérisent par la prédominance nette des espèces aquatiques, entre 96 % et 73 % des effectifs totaux, représentés par des espèces affectionnant les eaux calmes à stagnantes riches en végétation. La malacofaune terrestre qui se développe à partir du recul des espèces aquatiques dans les unités 10 et 9 se caractérise par sa diversité et la très faible proportion d'espèces de milieu ouvert. Cette tendance se confirme dans l'unité 8 composée majoritairement par des espèces terrestres qui indiquent un milieu boisé en périphérie d'une zone palustre. La seconde phase débute dans l'unité 7 par un premier recul des espèces de milieux fermés. Elle se poursuit dans les unités 6 et 5 avec un contenu malacologique abîmé, du fait du développement d'un petit paléosol, de pratiques agro-pastorales révélées par les charbons et de la phase érosive responsable du dépôt de l'unité 5. Durant la dernière phase, des unités 4 à 2, on note une disparition des espèces aquatiques et des espaces ombragés remplacés par une prairie marécageuse.

Trois datations radiocarbone sur coquilles de mollusques et sur charbons montrent que l'ensemble du comblement de la zone humide doit être rapporté à l'Holocène, avec un âge Atlantique obtenu sur coquilles dans le paléosol inférieur et un âge du début de notre ère obtenu avec un charbon sous l'avant-dernier paléosol, vers 1 m de profondeur (Tab. 101).

Code laboratoire	Code terrain	Matériel	Date BP	Ecart-type	Cal. BP (95,4%)	Cal. BC (95,4%)
Poz-125026	COS 147	Feuillu indéterminé	1870	30	[cal BP 1711: cal BP 1833]	[cal AD 117: cal AD 239]
Poz-124521	COS 149	Aulne	4130	35	[cal BP 4529: cal BP 4562] 0,077194 ; [cal BP 4563: cal BP 4731] 0,633075 ; [cal BP 4747: cal BP 4821] 0,289732	[cal BC 2872: cal BC 2798] 0,289732 ; [cal BC 2782: cal BC 2614] 0,633075 ; [cal BC 2613: cal BC 2580] 0,077194
Poz-124639	COS 151	Mollusque (Discus rotundatus)	5960	40	[cal BP 6674: cal BP 6890]	[cal BC 4941: cal BC 4725]

Tab. 101 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine, âges radiocarbones (calibration d'après Reimer et al. 2020).

Autour du Neubaechel, les dynamiques alluviales et éoliennes pléistocènes ont ainsi façonné une large zone humide qui va garder ses caractères pendant une grande partie de l'Holocène, avec des fluctuations du niveau phréatique. L'eau est calcaire, ce qui permet le développement et la conservation d'une abondante malacofaune et d'oncolithes, des concrétions calcaires formées par des cyano-bactéries. Elle provient donc des collines du Kochersberg et non pas des sables siliceux du cône de la Zorn. Des colluvions sont observées dès le Néolithique, mais les sédiments sableux sont d'origine locale et proviennent de la berge. Ces colluvions prennent place dans un milieu encore fermé. Ils doivent être mis en relation avec les traces d'habitat fouillées à proximité (Croutsch et al. 2020). Les sédiments plus lointains issus de l'érosion des sols des collines loessiques du Kochersberg n'arrivent qu'à la fin du Néolithique.

8.3.7 Reichstett « ZAC Entrée Nord »

La portion la plus méridionale du cône de la Zorn a pu être documentée grâce à un diagnostic archéologique mené à Reichstett (Habasque-Sudour 2017).

La succession stratigraphique est constituée à la base de limons argilo-sableux beige-jaune hétérogènes à structure massive avec des poupées calcaires (unité 3, Fig. 292, Tab. 102). Elle se poursuit avec des sables roses et des lamines centimétriques limono-argileuses grises qui sont plus localisées et qui dessinent des bancs dont la géométrie n'a pu être restituée faute de coupes continues (unité 3). L'unité 2 se distingue par sa couleur brune, son caractère décarbonaté et sa structure prismatique. La surface du terrain est marquée par un horizon sombre à structure massive.

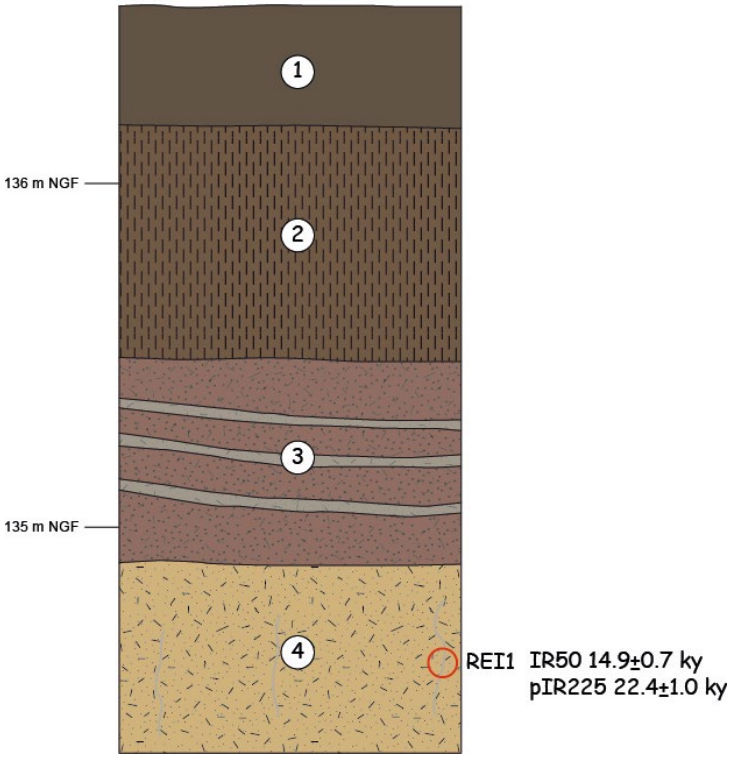


Fig. 292 : Reichstett « ZAC Entrée Nord », profil stratigraphique.

Profil	Unité	Épaisseur	Description
24	1	0,35	limons, brun sombre, structure massive à grumeleuse
24	2	0,67	limons légèrement sablo-argileux décarbonatés, structure prismatique bioturbée, oxydes ferro-manganiques brun noir diffus dans la moitié inférieure (nodules de 2 mm de diamètre).
24	3	0,6	sables moyens à fins légèrement argileux roses et lamines centimétriques limono-argileuses grises
24	4	Base non atteinte	limons argilo-sableux, beige jaune hétérogènes, poupées calcaires denses (micrites) d'1 cm de diamètre pour 2 à 3 cm de long, oxydes ferro-manganiques (nodules de 2 à 3 mm de diamètre), coquilles (2 à 4 mm de diamètre) concentrées en lits. Le fond de tranchée est plus sableux et plus gris.

Tab. 102 : Reichstett « ZAC Entrée Nord », description des unités mises au jour.

La structure massive et compacte des limons et les coquilles concentrées en lit à la base de la séquence sont des traits liés à un transport alluvial peu dynamique. L'absence de coupes continues ne permet pas de statuer sur l'origine de ce faciès atypique qui n'a pas encore été reconnu dans la plaine du Rhin. Il pourrait s'agir d'alluvions rhénanes ou du produit du démantèlement de la couverture loessique de la terrasse de Schiltigheim ou du Kochersberg par la Souffel dont le parcours aval très rectiligne est clairement artificiel. Les sables lités sont issus du démantèlement du cône de la Zorn. La structure prismatique et la couleur de l'unité 2 sont les caractères d'un horizon BT de luvisol dont le sommet, l'unité 1, a été transformé par les pratiques agricoles récentes.

Une datation par OSL a été réalisée sur les limons à la base de la séquence (Tab. 103). L'âge IR50 situe le dépôt de l'unité à 14,9 ± 0,7 ka, tandis que l'âge pIR225 la place autour de 22,4 ± 1,0 ka. Pour les mêmes raisons que pour les âges obtenus à Holtzheim, Cernay et Vendenheim, l'âge pIR 225 paraît préférable, d'autant que l'âge obtenu correspond à une phase de dégradation du pergélisol (Moine et al. 2017). Mais l'âge IR50 placerait le dépôt au début du réchauffement tardiglaciaire, une période également caractérisée par d'épais remblaiements limoneux dans les plaines alluviales et en périphérie des chenaux (Bos et al. 2008).

Lab code	Depth (cm)	W%	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka^{-1})	Grain size (µm)	n	od	D_e IR50 (Gy)	D_e pIR225 (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR225 (ka)
REI-1F	190	15±5	1.41±0.12	10.80±0.70	3.10±0.30	3.30±0.16	150-200	20	0.10/0.07	49.20±1.12	74.02±1.27	14.9±0.7	22.4±1.0

Tab. 103 : Reichstett « ZAC Entrée Nord », âge obtenu par luminescence stimulée optiquement des feldspaths (Frank Preusser/Université de Fribourg).

La succession stratigraphique Reichstett « ZAC Entrée Nord » constituée d'alluvions limoneuses calcaires recouvertes par des alluvions issues du sol et datées de la fin du Weichselien supérieur apparaît relativement atypique. Au final, la cartographie du secteur demande à être précisée, notamment pour apprécier le rôle de la Souffel dans l'agencement des formations pédosédimentaires du secteur.

8.3.8 Bilan sur la Zorn

Des sables roses et des galets de quartz ont été mis au jour dans l'ensemble des profils étudiés dans le cône de la Zorn, de sa partie proximale à Brumath à sa partie distale à Vendenheim et Reichstett (Fig. 293), confortant les contours de la carte géologique. Pourtant, dans le détail, chaque profil s'est avéré différent et la part des alluvions de la Zorn stricto-sensu s'avère relativement faible, plus de la moitié des dépôts étant éoliens. Le profil mis au jour sur la terrasse de Bernolsheim attribuée au Riss ne se distingue pas nettement des formations attribuées au Weichselien, si ce n'est par son altitude. Comme pour la Thur et la Bruche, il est difficile de détailler le système d'étagement des formations alluviales de la Zorn, la base des dépôts étant difficile à repérer. Cette information est cependant essentielle pour comprendre les dynamiques de mise en place des terrasses (e. g. Antoine et al. 2007 ; Cordier et al. 2009). Ainsi, si le sondage réalisé par l'entreprise Nonnenmacher dans la carrière de Brumath « *Herrenwald* » (présenté en introduction dans la partie 8.3.1), les deux sondages carottés réalisés par Vinci préalablement aux travaux du Contournement Ouest de Strasbourg et les rares sondages exploitables de la Banque du Sous-Sol du BRGM indiquent des épaisseurs d'une dizaine de mètres, il est difficile de dire si ces dépôts sont liés à un ou deux cycles glaciaires. Les âges du SIM 4 obtenus par OSL à Vendenheim « *Isperlach* » vers 2,5 m de profondeur inciteraient à privilégier cette seconde hypothèse. Des sondages carottés combinés à des profils sismiques et électriques sont nécessaires pour être plus affirmatif.

Hormis à Reichstett, dans la partie la plus distale, les alluvions de la Zorn constituent le sous-sol de tous les profils observés. Elles sont relativement fines, majoritairement sableuses. À Brumath « *Herrenwald* » et à Vendenheim « *Isperlach* », les plus anciennes présentent des intercalations argileuses gris pâle. À Vendenheim« *Isperlach* », elles ont livré plusieurs horizons organiques datés de la première moitié du Weichselien. Les alluvions plus récentes sont plus grossières, les petits galets et les sables grossiers sont majoritaires et elles présentent des stratifications entrecroisées. La suite de la séquence weichselienne est constituée de dépôts éoliens, d'abord un gley de toundra et des loess, fortement cryoturbés à Brumath « *Herrenwald* », puis des dépôts éoliens sableux. À Brumath « *Herrenwald* », ces derniers sont épais de près de 2 m et comprennent des

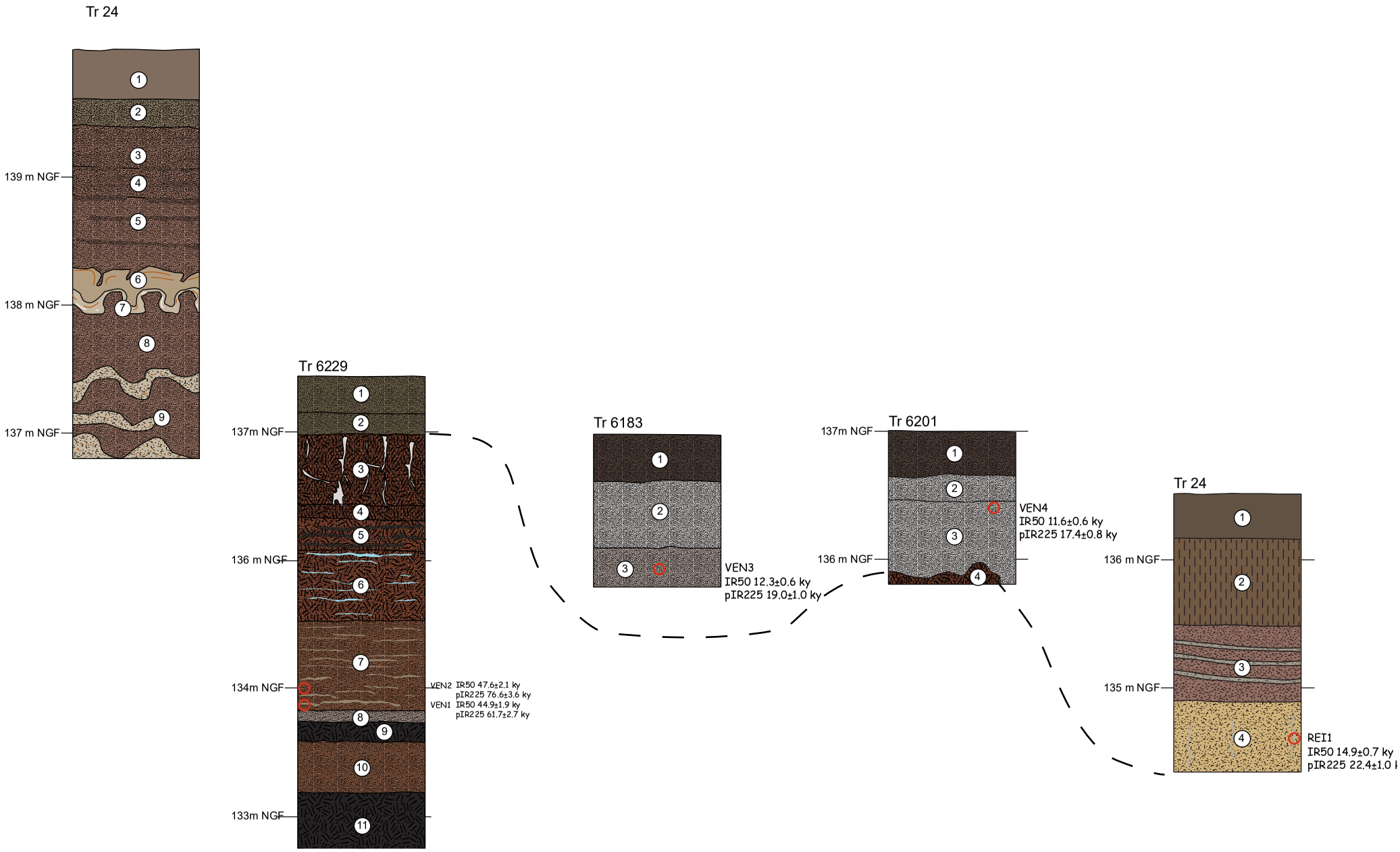


Fig. 293 : Transect nord-sud du cône de la Zorn.

petits galets. Plus au sud, ils sont moins épais et exclusivement sableux. Ils ont été datés de la seconde partie du Weichselien supérieur, postérieurs à 22 ka. Les faciès weichseliens mis au jour à Reichstett, des limons ruisselés massifs et des sables lités, apparaissent relativement uniques. Les premiers peuvent être mis en relation avec une phase de démantèlement de la couverture loessique en amont lors d'un interstade du Weichselien supérieur, probablement le dernier, autour de 22 ka. Ils sont recouverts localement par des sables lités roses, derniers dépôts remaniés depuis le cône de la Zorn. Les dépôts weichseliens servent de support au développement d'un luvisol épais de plus d'un mètre, dont l'horizon BT est matérialisé par des bandes dans la partie la plus sableuse et la mieux drainée du cône, à Brumath « *Herrenwald* ». Les polygones de dessiccation qui traversent le sol, ainsi que le comblement des structures archéologiques néolithiques et protohistoriques à Bernolsheim, sont liés à une phase de dessication centrée autour de l'époque antique et déjà observée sur plusieurs sites de l'est de la France. Les dépôts holocènes du Neubaechel, petit cours d'eau qui parcourt le cône de la Zorn dans sa terminaison sud et qui est alimenté par le Muehlbach et le Muhlbaechel dont les bassins-versants sont localisés dans les collines loessiques du Kochersberg, sont épais de près de 2 m. Ils sont riches en coquilles et présentent des niveaux de tufs calcaires dans leur terme inférieur ce qui traduit l'influence d'une nappe phréatique alimentée par le Kochersberg. Leur terme inférieur est constitué de colluvions sableuses. Leur terme supérieur est limoneux et mis en place par décantation. Quatre horizons plus sombres et bioturbés témoignent de phases d'arrêt de la sédimentation et de pédogénèse au cours de l'Atlantique, du Subboréal et de la dernière partie du Subatlantique. Leur chronologie demande encore à être confortée par des datations radiocarbone complémentaires. À part dans la plaine rhénane, l'Holocène de la Zorn elle-même n'a pas pu été approché jusqu'à présent faute de chantiers, de prospections et de carottage (chapitre 6 et Wuscher et al. 2020).

8.4. Synthèse du chapitre

Les nouveaux profils des trois cônes exposés dans le chapitre montrent que les contours des cartes géologiques sont satisfaisants à l'échelle régionale. Dans le détail, ils témoignent du caractère polygénique de ces formations. Ils montrent notamment le rôle important du vent dans leur trajectoire avec une contraction des lits fluviaux au Weichselien supérieur et des dépôts loessiques dans les plaines. Ils permettent également de prendre la mesure des dynamiques torrentielles de l'Holocène pour l'instant largement sous-évaluées, notamment du fait d'une convergence de faciès des dépôts grossiers.

Du point de vue de la forme, chaque cours d'eau a façonné un cône différent dont la taille est sans relation avec la superficie des différents bassins-versants. Leurs terminaisons orientales sont en revanche toujours commandées par les reliefs préexistants, colline oligocène de Pfastatt, colline oligocène du Glockelsberg terrasse de Schiltigheim et collines loessiques de Brumath. Celles de la Bruche et de la Zorn sont en outre abruptes, marquées par une rupture de pente amont aval, ce qui traduit une érosion latérale par le Rhin qui semble avoir largement contrôlé l'extension la plus récente des cônes. Tous ces éléments étant posés, il est possible maintenant de s'attacher à restituer les relations dynamiques des différents ensembles géomorphologiques, de tenter de définir les facteurs de contrôle et d'examiner les interactions avec les sociétés humaines.

Chap. 9 : Discussion générale

Après avoir présenté les successions stratigraphiques des différents ensembles morphosédimentaires de la portion alsacienne du Fossé rhénan, des collines loessiques aux plaines alluviales, les questions abordées par la thèse structurent le plan de ce dernier chapitre consacré à la discussion. Ainsi, le premier sous-chapitre est dédié à l'âge et à la répartition des formations sédimentaires eemiennes, weichseliennes et holocènes d'Alsace. Le second détaille les principaux faciès et paléosols rencontrés. Le troisième s'intéresse aux relations dynamiques des différents ensembles géomorphologiques et compare les enregistrements alsaciens à ceux des régions voisines pour mettre en lumière les facteurs de contrôle de l'évolution géomorphologique et pédogénétique. Enfin, le dernier sous-chapitre examine la conservation et la répartition des sites archéologiques paléolithiques et mésolithiques, avant de discuter l'impact des sociétés sur les sols et les dynamiques sédimentaires.

9.1. Répartition des formations et bilans sédimentaires

9.1.1 Datations numériques

Vérifier les limites des grands corps sédimentaires et préciser leurs épaisseurs suppose d'abord de bénéficier d'un cadre chronologique. Celui-ci peut s'appuyer sur 42 datations radiocarbone et sur 58 datations OSL. Les premières ne posent pas de problèmes particuliers. Pour les secondes, des écarts de 10 000 à 30 000 ans ont été relevés en fonction des deux protocoles de mesure de la luminescence, IR50 ou pIR, utilisés pour mesurer les paléodoses des feldspaths des loess et des dépôts des alluvions vosgiennes et rhénanes weichseliennes (chapitres 3, 4 et 8). Autant que faire se peut, des âges obtenus à partir de quartz complètent les âges obtenus sur feldspath, mais ne permettent pas vraiment de clarifier la chronologie. De façon générale, les âges peuvent être sous-estimés à cause d'une instabilité du signal de luminescence ou vieillis si le blanchiment initial des grains était partiel (Rixhon et al. 2017). Les âges IR50 sont plus sensibles à une altération du signal, alors que la question du blanchiment partiel est plus prégnante pour les âges pIR, mais les deux processus peuvent interagir et on considère généralement que l'âge « vrai » se situe dans la fourchette obtenue par les deux méthodes. Les quartz, quant à eux, blanchissent plus vite, mais sont plus instables que les feldspaths (Frank Preusser, communication orale). Les âges numériques sont évalués par une approche lithopédostratigraphique exposée dans les différents chapitres, comme par exemple dans le cas de Schaffhouse-près-Seltz (chapitre 3). Ici, les âges IR50 et quartz obtenus sous l'horizon BT enfoui, induisant la présence de loess au Début Glaciaire weichselien et le développement d'un luvisol postérieurement, sont incompatibles avec l'évolution climatique globale et les successions pédosédimentaires connues en Europe (Rasmussen et al. 2014 ; Antoine et al. 2016 ; Haesaerts et al. 2016 ; Lehmkuhl et al. 2016). L'âge pIR permet quant à lui une attribution au Saalien supérieur, plus cohérente. À l'inverse, au sommet de la séquence, la position du tuf volcanique d'Eltville montre que l'âge IR50 est plus proche de la réalité que l'âge pIR. Ici, la datation ^{14}C obtenue sur granules de lombrics se situe également dans la fourchette obtenue par l'IR50. La même approche, combinant lithopédostratigraphie et datations ^{14}C, a été appliquée sur l'ensemble de nos sites. Elle montre qu'en Alsace, pour les niveaux antérieurs au Weichselien moyen les âges pIR sont plus proches de la réalité, alors que pour les niveaux postérieurs, les âges IR50 sont généralement plus cohérents, sauf en domaine alluvial où ils apparaissent trop jeunes. Elle met donc en lumière une spécificité des sédiments du Fossé rhénan supérieur, puisque les trois méthodes de datations OSL, bien que peu utilisées conjointement, donnent généralement des résultats relativement cohérents (e.g. Meszner et al. 2013 ; Zens et al. 2018 ; Avram et al. 2020 ; Brezeanu et al. 2021). Mieux comprendre nos résultats OSL suppose un travail spécifique sur la nature minéralogique des sédiments de la région dans le cadre d'une thèse

dédiée à la luminescence (Frank Preusser, communication orale). Quoi qu'il en soit, l'approche lithostratigraphique, 100 datations numériques et plusieurs dizaines de calages archéologiques permettent d'identifier pour la première fois les grandes séquences eemiennes, weichseliennes et holocènes d'Alsace (9.1.2) et leur extension spatiale (9.1.3).

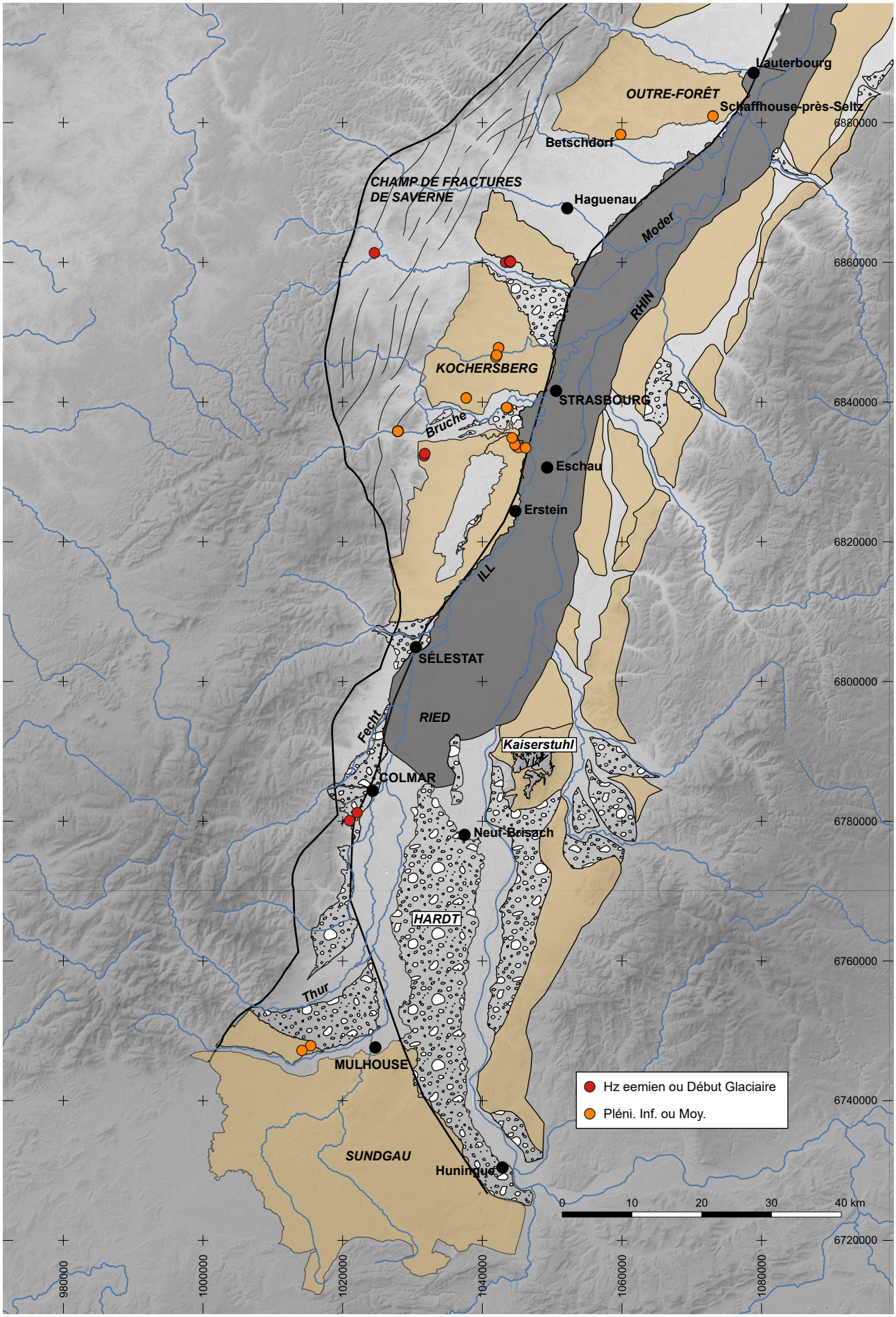
9.1.2 Cadre chronostratigraphique

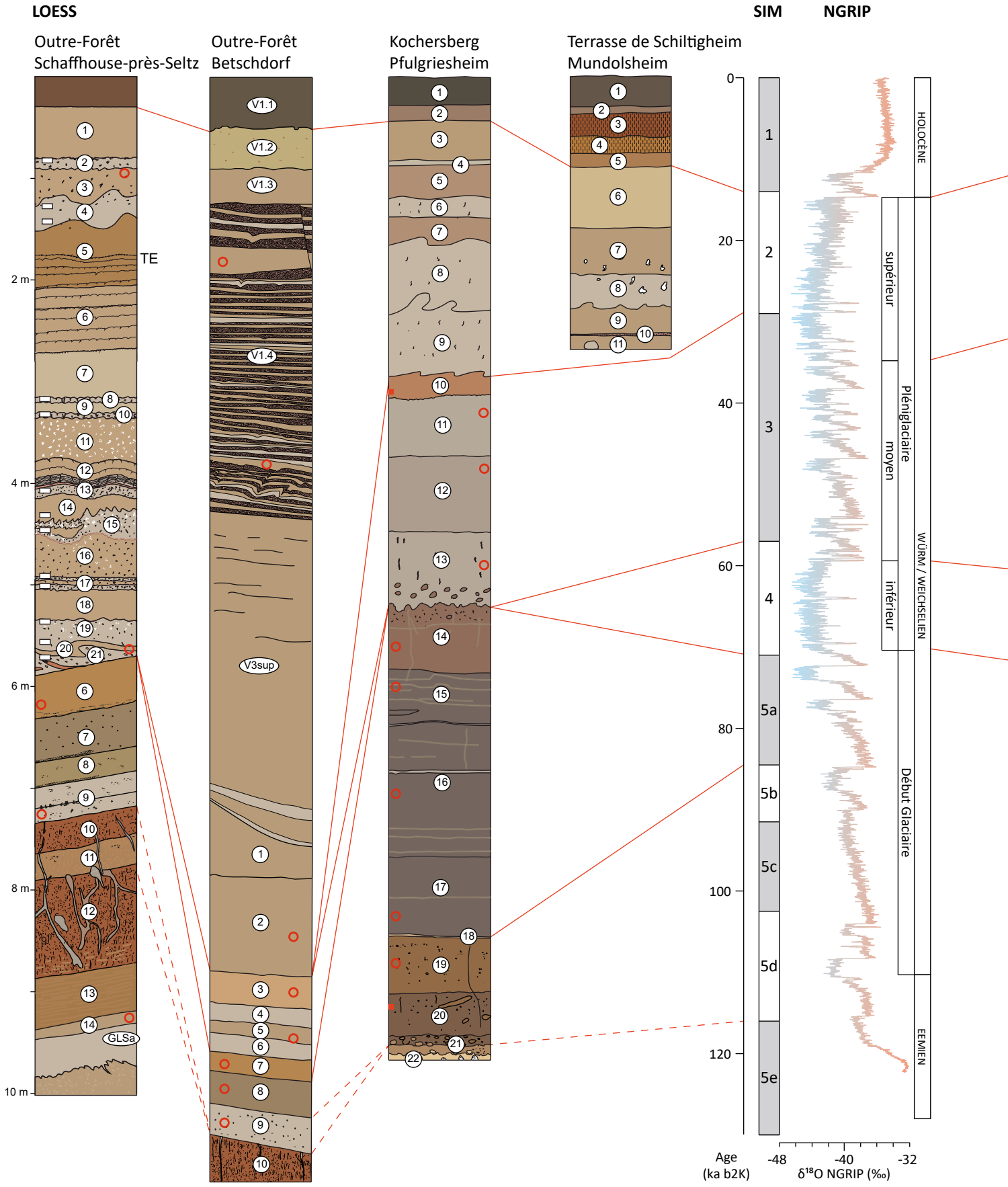
L'Eemien a été rencontré exclusivement dans les successions loessiques (Fig. 294, Tab. 104). Il est identifié de façon claire à Schaffhouse-près-Seltz et Betschdorf où il est représenté par un horizon BT de luvisol (chapitre 3, Fig. 295). Son attribution chronologique repose sur les caractères pédosédimentaires de l'horizon, mais aussi sur des datations OSL réalisées dans les loess sous-jacents à partir desquels il s'est développé et dans les colluvions postérieures. Ses caractères de terrain, mais surtout les lames-minces, montrent qu'il s'est développé en plusieurs phases. L'identification de l'Eemien est moins évidente à Pfulgriesheim (chapitre 4), Steinbourg, Bischoffsheim, Rosheim, Eguisheim et Morschwiller (chapitre 5) où il semble représenté par un horizon limono-argileux brun rouge faiblement carbonaté à structure massive à polyédrique sans enduits argileux. Son attribution repose ici sur sa position et sur des datations OSL des unités qui l'encadrent. Aucun indice sédimentaire de troncature ne semble pouvoir expliquer l'absence d'horizon BT, alors que des lits lâches de poupées calcaires brisées signent généralement, mais pas systématiquement, les grands épisodes de remaniement dans le Kochersberg (chapitre 4). Dans la plaine du Rhin, alors que des niveaux organiques attribués à l'Eemien sont mentionnés dans la littérature (Geissert et al. 1976 ; Geissert 1979), les limons argileux organiques mis au jour à Weyersheim entre 19,6 m et 28,4 m de profondeur, sous 25 m de graviers et de sables ont livré un cortège palynologique qui ne présente pas les caractères d'un interglaciaire typique (faible quantité de taxons forestiers thermophiles et mésophiles). Sa profondeur, son épaisseur, l'absence de taxons « exotiques » et la comparaison avec les forages de Strasbourg indiquent plutôt une attribution plus ancienne que l'Eemien, peut-être au SIM 7

Chronostratigraphie	Ensemble géomorphologique	Site
Subatlantique	Collines et plateaux loessiques	Hésingue
	Rhin	Weyersheim
	Ill	Ensisheim-Reguisheimerfeld, Horbourg-Wihr, Mulhouse, Meyenheim, Riedwihr, Bischwihr
	Cônes vosgiens	Pulversheim - Ochsenweilde, Wittelsheim - Hohmatten, Holtzheim-Terrasse du Roettig, Kolbsheim - ZAD, Bernolsheim-PDA, Vendenheim – Muehlbach
Subboréal	Rhin	Erstein, Eschau,Weyersheim
	Ill	Ensisheim-Reguisheimerfeld, Horbourg-Wihr
	Cônes vosgiens	Vendenheim – Muehlbach
Atlantique		
Holocène ancien	Rhin	Weyersheim
	Ill	Ensisheim-Reguisheimerfeld
	Cônes vosgiens	Holtzheim-Terrasse du Roettig
Tardiglaciaire	Collines et plateaux loessiques	Morschwiller
	Ill	Ensisheim-Reguisheimerfeld, Horbourg-Wihr
Pléniglaciaire supérieur	Collines et plateaux loessiques	Geudertheim, Niederschaeffolsheim, Achenheim, Strasbourg, Wolfisheim, Mundolsheim, Bischoffsheim, Rosheim, Eguisheim, Zillisheim, Morschwiller
	Rhin	Ensisheim-Hardtacker, Ensisheim-Reguisheimerfeld, Rixheim, Geispolsheim
	Cônes vosgiens	Cernay-la-Croisière, Wittenheim-Auf den Wald, Holtzheim-Terrasse de Lingolsheim, Holtzheim-Terrasse du Roettig, Brumath-Herrenwald, Vendenheim-Isperlach, Vendenheim – Muehlbach – Substrat, Reichstett-ZAC Entrée Nord
Pléniglaciaire moyen	Collines et plateaux loessiques	Betschdorf, Pfulgriesheim, Bischoffsheim, Eguisheim
	Rhin	Geispolsheim
	Cônes vosgiens	Holtzheim-Terrasse de Lingolsheim
Pléniglaciaire inférieur	Collines et plateaux loessiques	Schaffhouse-près-Seltz, Betschdorf
Début Glaciaire	Collines et plateaux loessiques	Schaffhouse-près-Seltz, Betschdorf, Pfulgriesheim, Bischoffsheim, Rosheim
		Mutzig-Rain, Vendenheim-Isperlach
Eemien	Collines et plateaux loessiques	Schaffhouse-près-Seltz, Betschdorf, Pfulgriesheim, Steinbourg, Bischoffsheim, Rosheim, Eguisheim, Morschwiller

Tab. 104 : Récapitulatif des sites par période chronologique (fond de carte d'après BD Charm/BRGM et https://maps.lgrb-bw.de/)

Fig. 294 : Localisation des niveaux et horizons de l'Eemien, du Début Glaciaire weichselien et du Pléniglaciaire inférieur et moyen (fond de carte d'après BD Charm/BRGM et https://www.lgrb-bw.de/geologie).


Lauterbourg
OUTRE-FORÊT
Schaffhouse-près-Seltz
Betschdorf
CHAMP DE FRACTURES DE SAVERNE
Haguenau
Moder
RHIN
KOCHERSBERG
STRASBOURG
Bruche
Eschau
Erstein
ILL
SÉLESTAT
RIED
Fecht
Kaiserstuhl
COLMAR
Neuf-Brisach
HARDT
Thur
MULHOUSE
SUNDGAU
Huningue
Hz eemien ou Début Glaciaire
Pléni. Inf. ou Moy.
0 10 20 30 40 km
6880000
6860000
6840000
6820000
6800000
6780000
6760000
6740000
6720000
980000
1000000
1020000
1040000
1060000
1080000


LOESS
Outre-Forêt
Schaffhouse-près-Seltz
Outre-Forêt
Betschdorf
Kochersberg
Pfulgriesheim
Terrasse de Schiltigheim
Mundolsheim
TE
GLSa
V1.1
V1.2
V1.3
V1.4
V3sup
2 m
4 m
6 m
8 m
10 m
SIM
NGRIP
0
20
40
60
80
100
120
1
2
3
4
5a
5b
5c
5d
5e
HOLOCÈNE
WÜRM / WEICHSELIEN
supérieur
Pléniglaciaire
moyen
inférieur
Début Glaciaire
EEMIEN
Age
(ka b2K)
-48
-40
-32
δ18O NGRIP (‰)

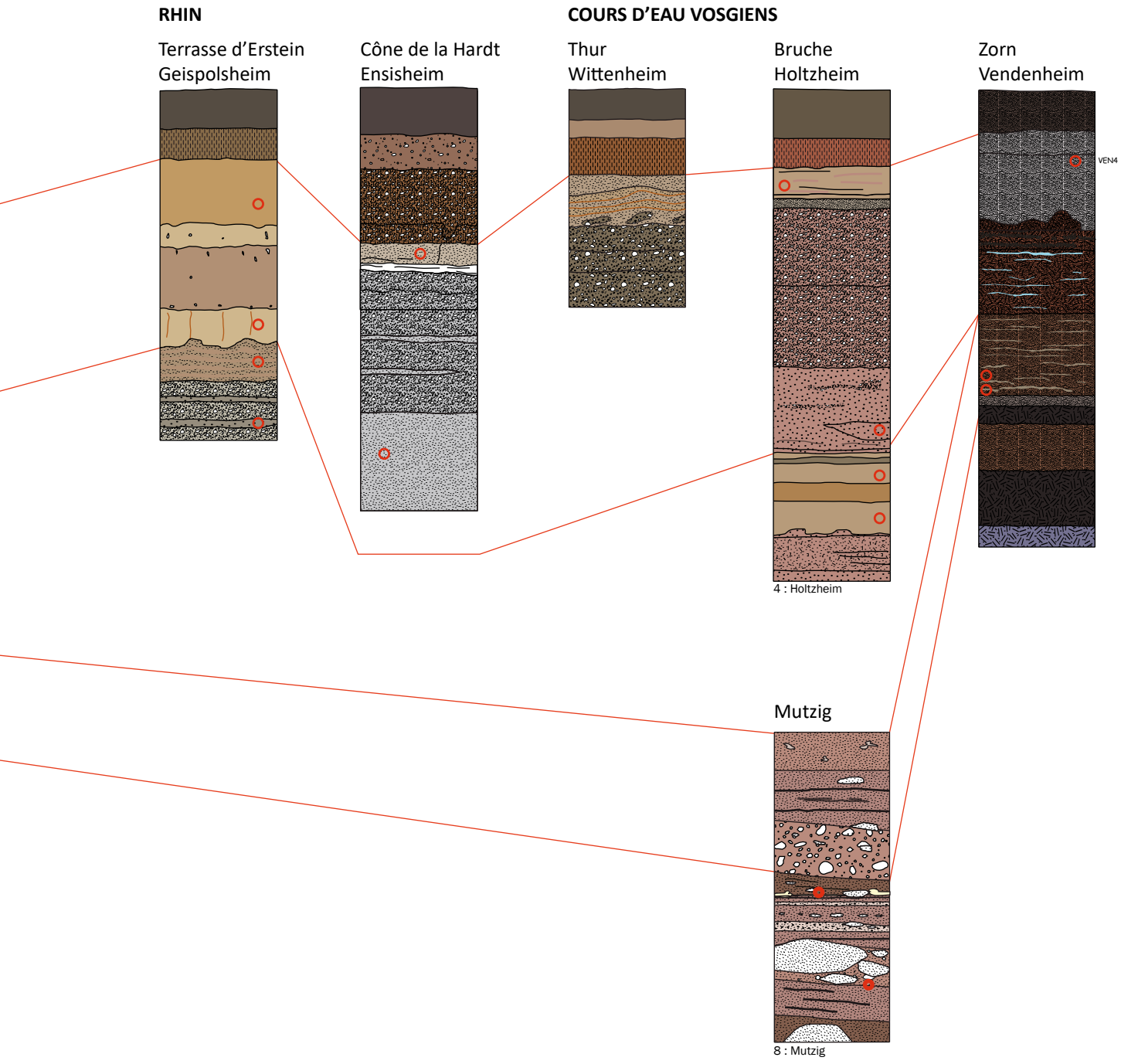


Fig. 295 : Corrélations des principaux profils stratigraphiques weichseliens étudiés dans le cadre de la thèse avec la courbe climatique de référence (Rasmussen et al. 2014).

(chapitre 6). Ainsi, les alluvions organiques anciennes mentionnées dans la littérature n'ont pas pu être mises au jour dans le cadre de la thèse. A Vendenheim « *Isperlach* », les niveaux organiques à la base du profil, vers 3 m de profondeur n'ont pas fait l'objet de datations directes. Un seul fragment de bois, du pin, a pu être identifié par Willy Tegel (Université de Fribourg-en-Brisgau), ce qui ne permet pas de préciser son contexte climatique. Sauf à imaginer un hiatus de plusieurs dizaines de millénaires, les datations obtenues dans les alluvions sus-jacentes de la Zorn incitent à attribuer ces niveaux organiques au Début Glaciaire weichselien (chapitre 8).

Le Début Glaciaire weichselien a surtout été identifié dans les séquences loessiques de Schaffhouse-près-Seltz, Betschdorf (chapitre 3), Pfulgriesheim (chapitre 4), Bischoffsheim et Rosheim (chapitre 5), où l'attribution des unités et horizons pédologiques de la période s'appuit sur leur position, leurs caractères pédosédimentaires et des datations numériques, directes et dans les unités postérieures. À Schaffhouse-près-Seltz et Betschorf, l'horizon BT eemien est tronqué, recouvert par des colluvions boueuses avec quelques gravillons calcaires et des charbons de bois de pin. La couleur claire, les traits micromorphologiques, les courbes granulométriques et l'évolution de la susceptibilité magnétique témoignent du lessivage de l'unité. Les datations pIR placent le dépôt des sédiments de l'unité autour de 100 ka. À Bischoffsheim et Rosheim, un horizon brun à brun sombre non daté se développe sur l'horizon argileux brun rouge attribué à l'Eemien. Il est marqué par des taches brun-rouge appauvries en carbone. À Betschdorf et à Schaffhouse-près-Seltz, la séquence se poursuit avec un horizon gris brun bioturbé faiblement carbonaté développé à partir de colluvions, interprété comme un sol steppique et daté de la fin du Début Glaciaire weichselien, entre 80 et 70 ka. À Betschdorf, l'étude malacologique réalisée par Olivier Moine, témoigne de l'existence d'une prairie arbustive avec des zones humides d'extension variable dans un contexte climatique relativement frais (Wuscher et al. 2021). À Pfulgriesheim, la période est représentée par un complexe d'horizons brun-gris sombre entrecoupés de lamines silteuses qui traduisent des apports de versants. L'absence de revêtements argileux dans la porosité du complexe indique une aridité relativement cohérente avec l'attribution proposée. L'étude malacologique réalisée par Olivier Moine atteste quant à elle d'un environnement steppique (Bachellerie et al. 2021). Il est difficile de corréler les nouveaux profils présentés ici avec Achenheim « *Hurst* », pour plusieurs raisons : l'épaisseur unique du profil, 18 m, les nombreuses inversions, le rajeunissement général de l'ensemble des âges TL et la présentation sommaire des données (Heim et al. 1982 ; 1984 ; Rousseau et al. 1998a ; 1998b). Si on se base sur l'étude micromorphologique réalisée par Brigitte Van Vliet-Lanoë, une trentaine de mètres à l'ouest du profil principal (Heim et al. 1984), l'unité 7, un « limon brunâtre », peut être interprétée comme des colluvions, avec des nodules de sols, du Pléniglaciaire inférieur. A partir des âges TL, d'observations de terrain et de comparaisons avec le nord de la France, la Belgique et l'Allemagne, Antoine et al. (2001) ont quant à eux proposé d'attribuer les unités 8 et 9 à l'Eemien et les deux tiers inférieurs de l'unité 7 au Début Glaciaire weichselien. Le tiers supérieur de l'unité 7, l'unité 6 et le quart inférieur de l'unité 5 sont quant à eux attribués au Weichselien inférieur. Au final, la période comprise entre 90 et 80 ka, caractérisée par des sols gris forestiers dans le nord de la France (Antoine et al. 2016) et par des chernozems ou des sols steppiques en Europe centrale (Antoine et al. 2013) et en Allemagne (Lehmkuhl et al. 2016), n'a pas encore été mise en évidence dans les séquences loessiques d'Alsace. La période est en revanche représentée par le remplissage de l'abri sous-roche de Mutzig qui témoigne d'une importante production de sables et de blocs liée à la désagrégation de la paroi gréseuse qui surplombe le site. Le contenu archéologique, paléontologique et anthracologique du site traduit un environnement mosaïqué, avec des espaces boisés dans un milieu steppique.

Le passage au Pléniglaciaire est marqué dans les loess par des unités aux couleurs plus pâles et par une hausse massive des teneurs en carbonates. Toutes les séquences présentent ainsi une rupture marquée. À Schaffhouse-près-Seltz, le début du Pléniglaciaire est représenté par des colluvions calcaires à partir desquelles se développe un sol brun arctique peu évolué. Un horizon similaire a été mis en évidence à Betschdorf suivi par deux gleys de toundra séparés par des loess et recouverts par un sol brun peu évolué dans un vallon sec. Les datations OSL réalisées permettent toutefois difficilement d'y séparer le Pléniglaciaire inférieur du Pléniglaciaire moyen. L'étude malacologique menée par Olivier Moine apporte des éléments discriminants importants (Wuscher et al. 2021), mais les sites de comparaison restent trop rares pour trancher de manière catégorique. Le Pléniglaciaire inférieur est absent à Pfulgriesheim. À Vendenheim « *Isperlach* », il pourrait être représenté par des alluvions sableuses de la Zorn. Faute de calages chronologiques clairs et de descriptions exhaustives, il est difficile d'identifier de façon certaine la période à Achenheim « *Hurst* » où elle serait d'après Van-Vliet-Lanoë (Heim et al. 1984) et Antoine et al. (2001) représentée par une partie plus ou moins importante du Grand Lehm de Wernert (1957).

Le Pléniglaciaire moyen est représenté par un sol brun peu évolué révélé à Betschdorf par la susceptibilité magnétique. L'étude malacologique d'Olivier Moine conforte cette interprétation (Wuscher et al. 2021), comme à Pfulgriesheim, où trois unités sont attribuées à la période et sont corrélées aux unités 17 à 18 de Nussloch situées entre le sol de Gräselberg et le sol de Lohne (Bachellerie et al. 2021). À Bischoffsheim, la période est représentée par trois unités brunes à beige-brun qui contiennent des gravillons calcaires et présentent une structure bioturbée marquée (chapitre 5). Elle a également été mise en évidence à Holtzheim où elle est matérialisée par des alluvions rhénanes limoneuses datées autour de 50 ka par pIR (chapitre 8). La couleur et le contenu malacologique, non étudié à ce jour, de deux de ces unités suggèrent la présence de paléosols. Enfin, à Erstein, des lits sableux au sein des alluvions grossières du Rhin ont livré un âge pIR de 41 ± 5,1 ka (chapitre 6). Au final, la séquence du Weichselien moyen la plus complète d'Alsace est située à Reiningue et est constituée de deux sols bruns boréaux (SD1.003 et SD1.004), d'un gley (SD1.005) et d'un sol brun arctique (SD1.006) datés respectivement de 66,2 ± 5,3, 55,4 ± 4, 54,3 ± 4,1, 41,1 ± 3,1 et 26,3 ± 1,9 ka (Steiner et al. 2012 et chapitre 1).

Le Pléniglaciaire supérieur est la période la mieux représentée du Weichselien dans les séquences loessiques. Il est composé de deux ensembles sédimentaires d'épaisseur inégale. La partie inférieure de la séquence est constituée d'une alternance de loess, parfois lités, et de gleys de toundra. Son sommet comprend une part importante, parfois majoritaire, de sables éoliens roses. À Schaffhouse-près-Seltz, ils comprennent un tuf volcanique identifié pour la première fois en Alsace, le tuf d'Eltville qui constitue un excellent niveau repère pour corréler les séquences loessiques de la moyenne et basse vallée du Rhin et qui est daté autour de 24 ka (Zens et al. 2017). Il a depuis été identifié par Simon Goudissard à Eckwersheim (Wuscher et al. 2021) et lors d'un diagnostic archéologique au sud de Wissembourg (Croutsch et al. 2021). Après le développement d'un dernier gley, corrélé à « l'Horizon à langues de Nagelbeek », la partie supérieure des séquences loessiques est constituée de dépôts massifs d'environ 1 m d'épaisseur. Le Weichselien supérieur est également représenté dans les cônes de la Thur et de la Bruche. La première partie de la période est matérialisée par des alluvions grossières, tandis que la seconde est caractérisée par des dépôts éoliens, loess ou sables soufflés. À Erstein, des alluvions fines du Rhin ont livré un âge autour de 30 ka. Elles sont recouvertes par des loess. Plus au sud, dans le cône de la Hardt, le sommet des alluvions rhénanes a livré des âges qui se situent à la fin de la période, entre 22 et 16 ka.

Pour le Tardiglaciaire, le Bølling était connu par une datation radiocarbone obtenue dans des dépôts alluviaux organiques à Horbourg. L'Allerød était représenté par des bois, une espèce indéterminée à Horbourg et du pin à Strasbourg (Ertlen, Schneider 2018). La séquence d'Ensisheim dans la plaine de l'Ill (chapitre 7) complète ces maigres indices. Des barres de chenal formées avec des graviers vosgiens ont ici été datées du début du Tardiglaciaire. Elles sont coiffées par des sables qui se déposent au cours du Bølling, autour de 13 600 cal BP. Ces sables sont recouverts par des limons argileux à partir desquels se développe un vertisol au cours de l'Allerød. Il est partiellement tronqué par une nappe de graviers, localisée dans un chenal d'une cinquantaine de mètres de large et pouvant être attribuée au Dryas récent. Des alluvions sableuses ont également été mises en évidence plus en aval, à Horbourg, mais les barres d'erreur de l'âge OSL obtenu ne permettent pas une attribution chronostratigraphique précise. Aucun dépôt tardiglaciaire n'a en revanche été mis en évidence dans la plaine du Rhin. Enfin, dans un vallon sec développé dans les collines loessiques du Sundgau à Morschwiller (chapitre 5), des restes archéologiques dont les caractères des productions lithiques permettent une attribution au Magdalénien supérieur classique, autour de 14 500 cal BP (étude de François Bachellerie dans Koehler *et al.*, 2016), ont été mis en évidence dans un horizon BT.

Après le Pléniglaciaire supérieur, l'Holocène est la période la plus représentée dans les profils mis au jour. Pour autant, la part respective des différentes parties de la période est très inégale (Fig. 296). Ainsi, des dépôts de l'Holocène ancien n'ont été mis en évidence que sur deux sites, à Weyersheim dans la vallée du Rhin (chapitre 6) et à Ensisheim dans la vallée de l'Ill (chapitre 7). Les profils de Weyersheim ont mis au jour une large étendue d'alluvions sableuses qui ont livré des bois de pins. Les datations radiocarbones obtenues montrent que les bois et cônes de *Pinus silvestris* récoltés anciennement à Hoerdt dans le Ried de la Zorn et réputés tardiglaciaires (Blanalt et al., 1972) datent en fait du Préboréal. À Ensisheim, l'Holocène ancien est représenté par des alluvions limono-argileuses avec des inclusions grossières, associées à un banc de graviers large d'une dizaine de mètres, épais d'au moins 1 m et ayant livré plusieurs âges radiocarbones du Boréal autour de 9500 cal BP. Des dépôts de l'Atlantique ont été mis en évidence dans quatre sites, dans la plaine du Rhin à Erstein et Weyersheim (chapitre 6), dans celle de l'Ill à Horbourg-Wihr (chapitre 7) et en périphérie du cône de la Zorn à Vendenheim « *Muehlbach* » (chapitre 8). À Erstein, en périphérie de la plaine du Rhin, des graviers rhénans compris dans une matrice organique laissent place au début de la période à des limons argileux qui

vont servir de support au développement d'un fluviosol. À Weyersheim, la première partie de la période est matérialisée par des alluvions limoneuses au sein desquelles des concrétions calcaires traduisent une baisse du niveau phréatique (chapitre 6). À Vendenheim, des colluvions sableuses issues du démantèlement des alluvions pléistocènes se mettent en place dans la plaine alluviale du *Muehlbach* au début du Ve millénaire avant notre ère. Durant le Subboréal, à Horbourg, des coquilles de mollusques découvertes dans la plaine alluviale de l'Ill témoignent d'un environnement bien drainé au début du Ve millénaire avant notre ère. Le Subboréal est surtout matérialisé à partir d'Erstein par une vaste nappe de galets datée par OSL à Eschau. Elle est équivalente à la nappe de Gambsheim datée par Striedter (1988) à partir de troncs fossiles. À Weyersheim, des alluvions de la Zorn envahissent la périphérie de la plaine rhénane. Elles sont composées de graviers dans un paléochenal et de limons argileux dans la plaine. À Vendenheim « *Muehlbach* », les premiers sédiments issus de l'érosion des sols loessiques du Kochersberg prennent place dans la première moitié du IIIe millénaire avant notre ère. L'écrasante majorité des dépôts holocènes est toutefois attribuée au Subatlantique. À Weyersheim, des limons de débordement et une réorganisation du réseau hydrographique de la Zorn ont été mis en évidence au début de la période. La période est également caractérisée par des dépôts torrentiels qui encombrent l'ensemble des

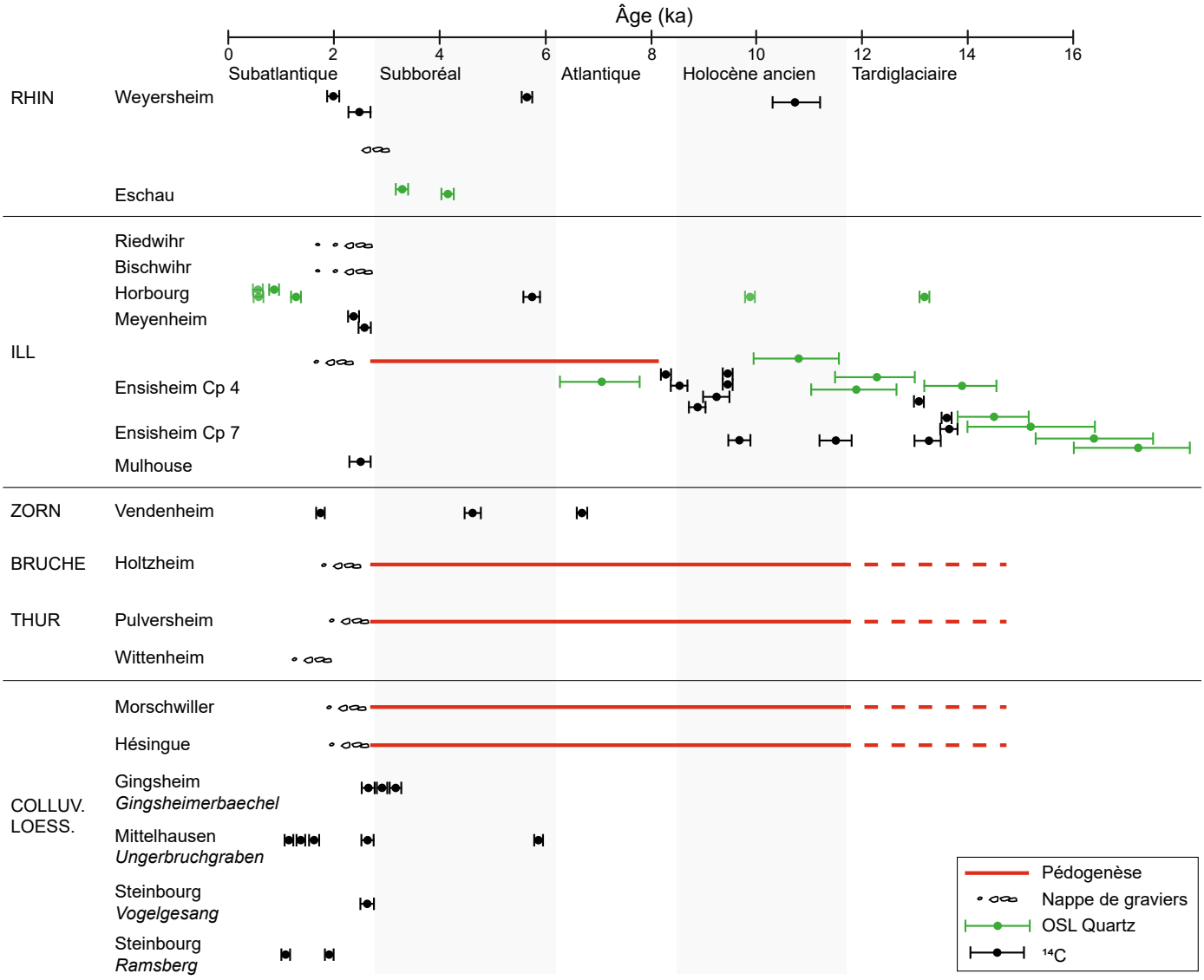


Fig. 296 : Représentation des datations obtenues dans les formations alluvions holocènes et les colluvions des versants loessiques (abrégées « COLLUV. LOESS. »). La chronologie des phases de pédogenèse et des nappes de graviers a été établie à partir des relations stratigraphiques entre ces formations et les structures archéologiques. L'absence de datations correspond à l'absence de dépôts. La chronologie des profils de Gingsheim, Mittelhausen et Steinbourg est tirée de Schneider et Ertlen (2017).

lits majeurs dans les vallées de la Thur, de l'Ill et de la Bruche. À Bernolsheim, sur une terrasse de la Zorn, la couverture pédologique est marquée par des polygones de dessiccation qui traduisent une perturbation du drainage par les sociétés humaines (chapitre 8). L'ensemble des vallons secs et des versants sont le siège de dépôts de colluvions d'origine agricole (chapitre 5). Cette tendance avait déjà été notée dans le Kochersberg où la majorité des dépôts détritiques sont datés du Subatlantique (Schneider et Ertlen 2017).

Les résultats présentés ici constituent le premier cadre chronostratigraphique régional des cent trente derniers millénaires. Il reste marqué de nombreuses zones d'ombre liées au nombre relativement réduit de profils étudiés et aux barres d'erreur importantes des méthodes de datations des sédiments antérieurs aux limites du radiocarbone. Il gagnerait notamment à être conforté par une révision des profils de la carrière d'Achenheim « *Hurst* », dont le bilan pour la période est deux fois plus important que ceux des séquences étudiées dans le cadre de cette thèse.

9.1.3 Répartition et épaisseurs des dépôts

Les paragraphes qui suivent détaillent la distribution et l'épaisseur des différentes formations sédimentaires des 130 derniers millénaires : les loess, les alluvions rhénanes, les alluvions vosgiennes, les alluvions de l'Ill et les dépôts de pente.

Les loess

Dans ses grandes lignes, la répartition des successions loessiques régionales a été plutôt bien restituée par les cartes géologiques. Les dépôts éoliens apparaissent toutefois plus étendus sur la carte réalisée à partir de la granulométrie du sol de surface (Bertran et al. 2021). Surtout, les cartes géologiques ne détaillent presque jamais les épaisseurs. Les nouveaux profils exposés dans le cadre de cette thèse montrent que pour le Weichselien, celles-ci sont très variables, de 5 à 10 m à proximité du Rhin dans les collines de Schaffhouse-près-Seltz, de Brumath, du Kochersberg et sur la terrasse de Schiltigheim et de 2 à 3 m sur la bordure du Fossé rhénan. Les loess weichseliens sont en grande partie responsables du relief actuel, ce qui est notable pour les terrasses de Schiltigheim et d'Erstein dont les limites cartographiées par le BRGM correspondent à l'extension des loess.

À proximité du Rhin, dans la moitié nord de la région, dans l'Outre-Forêt, les collines de Brumath et le Kochersberg, la couverture loessique weichselienne est continue. Ainsi, à Schaffhouse, la colline *Muld* est entièrement constituée de loess et les dépôts weichseliens enveloppent complétement ceux du Saalien (Fig. 297). Toutefois, la composition de cette couverture continue varie en fonction de la position topographique et de l'orientation des versants, les épaisseurs n'étant pas constantes et les différentes périodes du Weichselien étant inégalement représentées. Ainsi, en bas de versant, des dépôts de pente et des paléosols se développent au Début Glaciaire weichselien et au Pléniglaciaire inférieur, alors que le sommet de la colline est façonné par des dépôts éoliens du Pléniglaciaire supérieur. Une dissymétrie est également relevée dans le Kochersberg où les épaisseurs sont plus importantes et les successions stratigraphiques plus complètes dans les vallons-secs façonnés sur les versants exposés au nord (chapitre 4). Comme à Schaffhouse-près-Seltz, en position de plateau et sur les versants exposés au sud, la couverture loessique est presque exclusivement constituée de dépôts éoliens du Pléniglaciaire supérieur. Ces derniers sont les seuls à être présents quelle que soit la position topographique. Replacé dans son contexte géomorphologique, le caractère exceptionnel de la séquence weichselienne d'Achenheim « *Hurst* », épaisse de 18 m, le double de celle de Pfulgriesheim, interroge. Elle est probablement liée à la taille du vallon, plus importante qu'à Pfulgriesheim ou à Betschdorf, et à sa position, relativement proche de la plaine du Rhin. Seuls un réexamen du profil et une comparaison des caractères granulométriques et pétrographiques du site avec les données collectées dans le cadre de la thèse permettraient de mieux comprendre cette accumulation, exceptionnelle à ce jour.

Sur la périphérie du Fossé rhénan, les loess peuvent encore former de vastes étendues continues et tabulaires, comme sur la terrasse de Dorlisheim à hauteur d'Obernai (chapitre 5). Mais ils sont généralement plus localisés et leur épaisseur obéit au relief préexistant, notamment dans l'Outre-Forêt, le Sundgau et les champs de fractures (chapitres 3 et 5). Ainsi, à Betschdorf, les dépôts weichseliens sont localisés exclusivement dans des vallons secs. Ces derniers sont hérités des cycles glaciaires précédents et présentent tous un remblaiement d'âge différent (Fig. 297). Seul l'un d'eux a livré une succession de paléosols, de colluvions et de loess

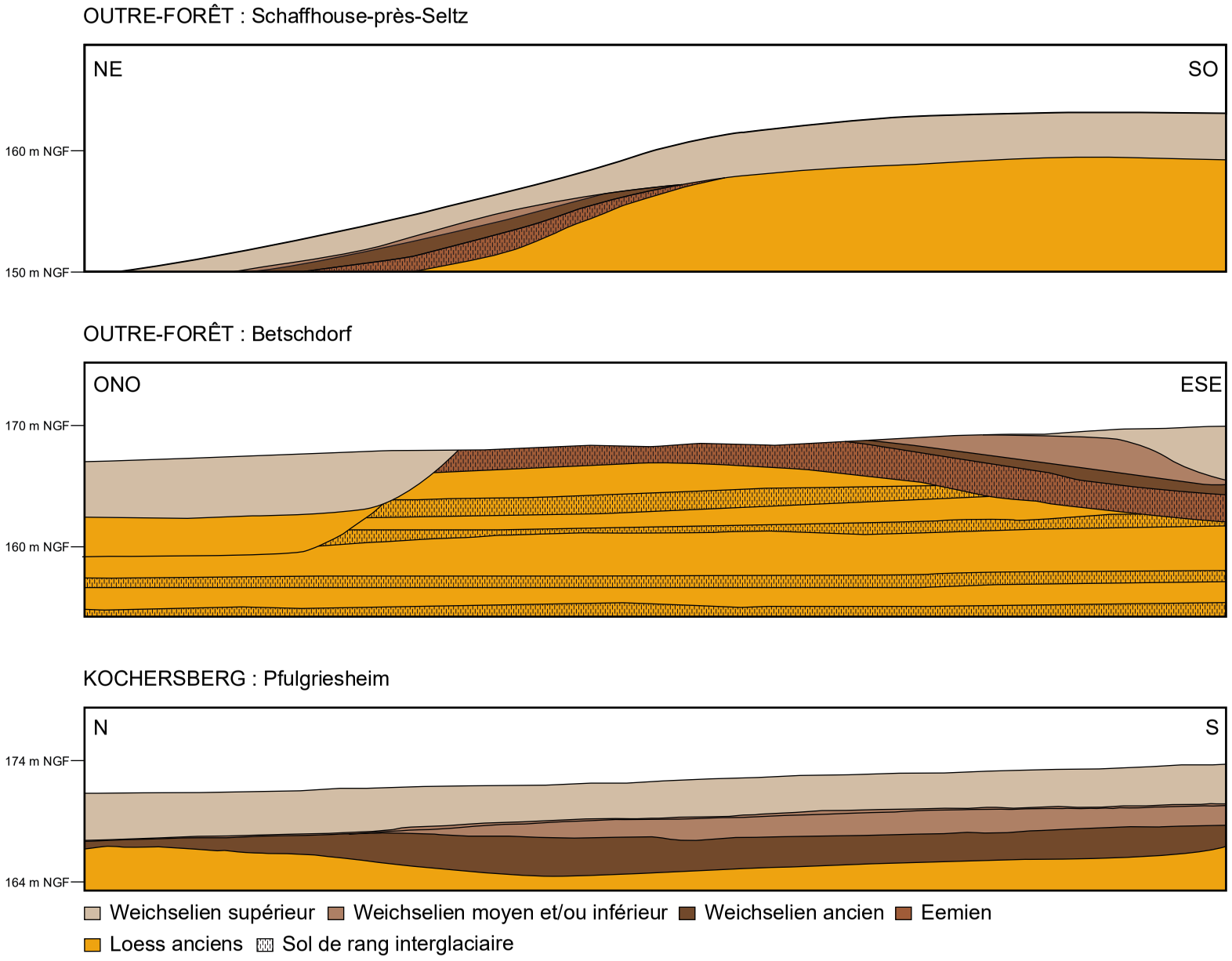


Fig. 297 : Comparaisons de la géométrie des successions stratigraphiques de Schaffhouse-près-Seltz, Betschdorf et Pfulgriesheim.

du Début Glaciaire weichselien, du Pléniglaciaire Inférieur et du Pléniglaciaire moyen. La majeure partie des remblaiements, qui comprend notamment un dépôt de sables soufflés épais de plus de 2 m, est datée du Pléniglaciaire supérieur. Les collines sous-vosgiennes autour de Colmar, tout comme le Sundgau, sont marquées par une dissymétrie des versants, avec des accumulations préférentielles de loess sur les versants exposés au nord-est comme à Eguisheim ou Zillisheim (chapitre 5).

Logiquement, les loess n'ont pas été conservés dans les espaces parcourus par les cours d'eau durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Ils sont ainsi absents de la majeure partie des espaces parcourus par le Rhin et ses affluents au cours du Weichselien. La vaste étendue de loess de la terrasse d'Erstein constitue une exception (chapitre 6). Des dépôts plus localisés ont également été mis en évidence au sud de la terrasse de la Hardt, en contrebas du Sundgau à Habsheim (chapitre 6), ainsi que dans les plaines de la Thur et de la Bruche (chapitre 8). La basse vallée de la Zorn est quant à elle encombrée de sables éoliens du Pléniglaciaire supérieur comprenant un peu de loess (chapitre 8). L'absence de loess sur le plateau de Haguenau est en revanche étonnante. Elle laisse place ici à des sables éoliens, pouvant former des dunes (Antoni 1994) non datées à ce jour, et bien restitués par la carte de Bertran et al. (2021).

Les alluvions ello-rhénanes et vosgiennes

Les nouveaux profils étudiés dans le cadre de la thèse permettent également de préciser l'extension et la géométrie des trois grands ensembles morphosédimentaires formés par les alluvions rhénanes au cours du Weichselien (chapitre 6). Dans la moitié sud de la région, le profil d'Herrlisheim rappelle que les alluvions weichseliennes s'étendaient jusqu'au pied des Vosges, avant que l'enfoncement du Rhin et de l'Ill ne forment le cône de la Hardt, autour de 16 ka. Ce cône est polyphasé, comme le montre les successions stratigraphiques d'Ensisheim et la couverture loessique à son sommet à Rixheim. À Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », au moins 2 m de galets sont déposés par le Rhin entre 20-22 ka et 16 ka. Mais dans cette partie de la région, aucune intercalation d'horizon organique ne permet de les séparer des nappes plus anciennes. De fait, le caractère relativement massif et homogène des dépôts empêche pour l'instant d'évaluer les épaisseurs des dépôts alluviaux weichseliens du secteur. Rappelons que le sol de rang interglaciaire décrit par Franc de Ferrière (1937) à 7 m de profondeur à l'Ile-Napoléonien n'a pas été retrouvé à ce jour.

Dans la moitié nord de la région, les alluvions rhénanes weichseliennes occupent également l'intégralité de la plaine et s'étendent jusqu'au pied des collines sous-vosgiennes. La terrasse d'Erstein, façonnée autour de 30 ka, témoigne d'une contraction de la plaine alluviale. Postérieurement à sa formation, l'extension des alluvions rhénanes est moindre. Cette terrasse est limitée nettement à l'est par un talus d'environ 2 m de haut. Vers l'ouest, sa limite sur les cartes géologiques semble correspondre à la limite occidentale de sa couverture loessique (chapitre 6). Vers le nord, elle butte contre un affleurement linéaire de marnes calcaires oligocènes situé dans le prolongement du horst du Glockelsberg. Des alluvions fines weichseliennes ont également été rencontrées sous les dépôts des cônes de la Bruche et des cônes de la Zorn (chapitre 8). Comme dans la moitié sud de la zone d'étude, la base des dépôts weichseliens n'a pu être identifiée ici.

En contrebas du cône de la Hardt et de la terrasse d'Erstein, fait connu de longue date, les différentes nappes alluviales rhénanes sont superposées. Pour autant, aucun horizon repère eemien n'a été clairement identifié, les limons argileux rencontrés autour de 20 m de profondeur étant attribués au SIM 7. Il est donc difficile de proposer une épaisseur pour les alluvions grossières weichseliennes, vraisemblablement inférieure à 20 m. À Strasbourg, boulevard de la Victoire, dans l'enceinte de l'INSA, un forage archivé dans la BSS (02723X0964/CPT1) mentionne une « argile tourbeuse brun-noir quaternaire », entre 9,5 et 10 m (www.infoterre.fr) qu'il est tentant d'attribuer au Weichselien ou à l'Eemien, puisque aucun dépôt holocène n'a jamais été mis en évidence à cette profondeur. En l'état, les sables et les argiles tourbeux d'Obernai (Geissert et al. 1976 ; Geissert 1979) restent exceptionnels et l'Eemien ne semble donc pas représenté par un horizon facile à suivre à l'échelle de la région. De fait, il est aujourd'hui compliqué de proposer un horizon repère pour séparer les graviers weichseliens de ceux des cycles glaciaires plus anciens. Dans le nord du Fossé rhénan, au sud d'Heidelberg, une datation pIR de 45,4 ± 2,2 ka a été obtenue sur des sables à 12,5 m de profondeur. Mais les graviers sous-jacents, dont la base se situe à 30 m de profondeur, pourraient aussi bien être attribués au SIM 4 qu'au SIM 6 (Preusser et al. 2021).

En contrebas du cône de la Hardt et de la terrasse d'Erstein, les nappes alluviales weichseliennes sont entière-

ment recouvertes par des alluvions grossières et fines holocènes. Autour de Strasbourg, à l'Holocène ancien, le lit majeur est plus large que l'actuel. Sa taille est héritée du Pléistocène supérieur, comme dans la plupart des grandes vallées de l'Europe occidentale (e.g. Pastre et al. 2002 ; 2014 ; Starkel et al. 2007 ; Castanet 2008). À partir du Subboréal, une nappe de graviers rhénane, la « terrasse d'Eschau », notée à tort Fz2R/FyR par la carte géologique (Maire et al. 1971), sépare les cours de l'Ill et le cours subatlantique du Rhin. Ce dispositif s'étend jusqu'aux environs de Bischwiller où il laisse place à un lacis dense de méandres. Ici, les différentes nappes alluviales holocènes sont largement imbriquées (Vigreux et al. 2012 ; travaux en cours coordonnés par Ferréol Salomon et Laurent Schmitt). À Erstein « route de Kraft », les graviers rhénans sont emballés dans une matrice sableuse organique qui permet de les attribuer à l'Holocène. Mais le plus souvent, il est compliqué de séparer les graviers holocènes des graviers pléistocènes sous-jacents. Il n'est donc pas possible en l'état de proposer des épaisseurs pour les alluvions grossières holocènes. La couverture fine est quant à elle épaisse de 1 à 2 m à hauteur d'Erstein et de 2 à 3 m dans le Ried de la Zorn. Elle est plus épaisse dans les chenaux qui sont larges de 40 à 50 m à Eschau et de près de 70 m à Weyersheim (chapitre 6). Dans le Ried du Centre Alsace, les chenaux sont larges de 40 à 45 m au total, et la partie la plus profonde, large de 10 à 20 m, est remblayée par 2 à 3 m de sédiments fins (Schmitt et al. 2016). Des valeurs de même ordre ont été notées plus au nord, autour de Seltz (Vigreux et al. 2012). Globalement, les alluvions fines sont deux à trois fois moins épaisses que dans le Bassin de Paris (e.g. Pastre et al. 2014), ce qui tient à la pente amont-aval près de dix fois supérieure en Alsace.

Dans la moitié sud de la région, l'extension des alluvions ellanes a été surévaluée, de 1 à 2 km, par les cartes géologiques (Théobald et al. 1977 ; Blanalt et al. 1972). En effet, le cône rhénan de la Hardt contre lequel elles s'appuient s'étend plus à l'ouest et sa bordure n'est pas marquée dans la topographie aplanie par les dépôts ello-vosgiens, ce qui rend difficile sa cartographie (chapitre 7). Les différents ensembles morphosédimentaires de la vallée de l'Ill étaient en revanche bien délimités, notamment les bombements topographiques entre l'Ill et la Vieille-Thur et ceux au nord d'Horbourg. Ces derniers étaient toutefois réputés anciens, alors que les profils présentés dans le cadre de la thèse permettent une attribution à l'Holocène récent. L'épaisseur des galets pleistocènes et holocènes à la base des profils est difficile à apprécier, pour les mêmes raisons que pour les dépôts rhénans. La couverture fine est quant à elle épaisse de 2 à 3 m en moyenne, avec des variations assez importantes du fait du toit ondulé des unités de galets sous-jacentes.

L'extension des cônes de la Thur, de la Bruche et de la Zorn apparait bien restituée par les cartes géologiques. Le travail présenté ici a permis d'attribuer les dépôts grossiers superficiels au Pléniglaciaire supérieur. Il permet également de prendre la mesure de la vaste étendue de sables éoliens de la fin du Weichselien du cône de la Zorn. Il précise surtout l'extension des dépôts grossiers de l'Holocène récent, largement sous-évaluée autour du cône de la Thur. Comme pour les dépôts rhénans et ellans, il est difficile de proposer des épaisseurs pour les dépôts grossiers à la base des séquences. La couverture fine est épaisse d'1 m dans la vallée de la Thur et de 2 à 4 m dans les vallées de la Bruche et de la Zorn (chapitre 8)

Au final, la distribution dans l'espace des dépôts des grandes périodes des derniers 130 millénaires obéit logiquement aux grands ensembles morphosédimentaires de la plaine d'Alsace, plus ou moins bien restituée à l'échelle régionale par les cartes géologiques harmonisées du BRGM (Skrzypek et al. 2007 ; 2008). Ainsi, le sous-sol des plateaux, des collines et des cônes alluviaux compris entre les failles vosgiennes et rhénanes est constitué de dépôts pléistocènes. Parmi eux, les dépôts weichseliens, notamment les loess, ont la plus large extension. Les dépôts tardiglaciaires et holocènes sont ici cantonnés dans les lits majeurs des cours d'eau, au pied des versants et dans les vallons secs visibles dans le paysage. A l'est de la faille rhénane, les dépôts weichseliens sont représentés uniquement par le vaste cône de la Hardt. A l'est, à l'ouest et au nord de ce dernier, les sédiments holocènes masquent complètement les formations plus anciennes qui ont rarement été identifiée. Pour autant, les cartes du BRGM sont souvent trop peu argumentées et demandent à être précisées. Alors que les photographiques aériennes ont servi à la réalisation de plusieurs cartes géologiques (Maire et al. 1971), une approche automatisée de la couleur des sols pourrait permettre de systématiser cette approche, les premiers essais réalisés par Clémentine Bouchant dans le cadre de son stage de master 1 s'étant avérés plutôt concluants (Bouchant 2019). Concernant l'extension et l'épaisseur des loess, l'approche développée par Fischer et al. (2019 et 2021) combinant prospections géophysiques et carottages, ouvre également d'intéressantes perspectives. C'est pour cette même raison que Mathias Zillmer et Jean-Michel Marthelot (EOST) ont réalisé des mesures sismiques à Ernolsheim-sur-Bruche, Achenheim, Betschdorf et Bischoffsheim. Ces données seront exploitées dans les années à venir.

9.2. Faciès sédimentaires et sols

Après avoir présenté le cadre chronostratigraphique et l'extension des différentes formations weichseliennes et holocènes de la plaine d'Alsace, il est maintenant nécessaire de discuter les différents faciès et paléosols rencontrés, avant de définir les relations dynamiques des différents ensembles géomorphologiques et de réfléchir aux facteurs qui contrôlent l'évolution géomorphologique et la pédogénèse. La présente partie se propose ainsi d'exposer et de discuter les caractères majeurs des alluvions (9.3.1) et des loess (9.3.2) d'Alsace, avant de s'intéresser aux sols de rang interglaciaire (9.3.3). Plus rares et souvent lithodépendants, les sols peu évolués et les colluvions font l'objet d'une discussion moins détaillée (9.3.4).

9.2.1 Les alluvions rhénanes, ellanes et vosgiennes

Les formations alluviales rhénanes et ello-vosgiennes sont majoritairement composées de galets, y compris durant l'Holocène. Les premières se distinguent généralement des secondes par leurs cortèges pétrographiques, leur matrice et leur granulométrie. Ainsi, les graviers rhénans intègrent une part importante de calcaires jurassiques et sont emballés dans une matrice sableuse. Les graviers vosgiens sont plus hétérométriques et compris dans une matrice sablo-argileuse. En amont, ces graviers vosgiens comprennent des éléments issus des séries volcaniques primaires du Rossberg. Autour de Colmar, les galets de grès jaune issus des formations oligocènes sont abondants. Dans la vallée de la Bruche et dans la vallée de la Zorn, ils sont riches en grès du Bundsandstein. Il est en revanche difficile de distinguer les galets pléistocènes des galets holocènes, même si les seconds sont parfois compris dans une matrice organique, comme par exemple à Erstein (chapitre 6), et bien que les dépôts ellans et vosgiens les plus récents puissent être compris dans une matrice argilo-sableuse avec des inclusions de terre cuite et de charbons (chapitres 7 et 8). À l'avenir, les cortèges pétrographiques devront faire l'objet de comptages.

Difficiles à distinguer les unes des autres sur la base de leur faciès, les différentes nappes grossières peuvent être délimitées à partir de leurs relations stratigraphiques avec les formations biogéniques et les dépôts fins, recoupés ou intercalés. Durant le Pléniglaciaire moyen et supérieur, mais surtout durant l'Holocène, des sédiments fins se mettent ainsi en place dans les paléochenaux, dans la plaine d'inondation et sur les berges, comme par exemple au sommet de la terrasse d'Erstein (chapitre 6), dans la vallée de l'Ill (chapitre 7) ou dans la basse vallée de la Bruche, sous la terrasse de Lingolsheim (chapitre 8). Dans la vallée du Rhin, une faible variété de dépôts fins est notée, des sables et des limons, avec parfois des lits subhorizontaux, interprétés comme des levées ou des dépôts de plaine d'inondation (chapitre 6). Ils sont parfois marqués, comme à Weyersheim, par des concrétions calcaires d'origine racinaire, interprétées comme le résultat d'une baisse du niveau phréatique (chapitre 6). Dans la vallée de l'Ill, ces dépôts sont plus variés (chapitre 7). Les plus anciens sont sableux, lités et contiennent des charbons datés du Bølling. Ils évoquent des bourrelets de berge ou des levées. Ils sont recouverts par des limons argileux riches en smectites déposés dans une large plaine d'inondation. Les dépôts les plus récents, subatlantiques, sont contemporains de nappes de graviers vosgiens pris dans une matrice argilo-sableuse brune. En aval, à partir de Niederhergheim, ils forment de larges étendues de limons beiges avec quelques lentilles sableuses et des petits chenaux graveleux. Ils sont interprétés comme des levées et des petits cônes alluviaux liés à des ruptures de berge.

L'identification de tufs calcaires constitue un des apports importants de cette thèse. Ainsi, des oncolithes ont été mis évidence à Mulhouse, Bischwihr et Horbourg (chapitre 7). À Bischwihr, ces formations se situent au sommet des alluvions rhénanes qui renferment une eau calcaire. À Mulhouse, cette dernière est issue des formations oligocènes et des loess des contreforts septentrionaux du Sundgau. À Horbourg, la présence d'oncolithes sur des dépôts vosgiens est plus étonnante. Elle peut s'expliquer par une résurgence phréatique d'eau issue du cône de la Hardt. Des lits d'oncolithes riches en coquilles ont également été mis en évidence dans les dépôts holocènes du *Neubaechel*, petit cours d'eau issu du Kochersberg qui parcourt le cône de la Zorn dans sa terminaison sud. Ils sont liés à un aquifère issu des formations oligocènes et des loess du bassin-versant. Omniprésents dans le Jura (e.g. Ruhland et al. 1973), des tufs calcaires localisés ont été également décrits dans les piémonts vosgiens (Ménillet et al. 1989a ; 1989b). Leur mention dans la plaine se limite à l'encroûtement calcaire du cône de la Hardt (Vogt, Marocke 1973). Le « niveau argilo-sableux blanchâtre de 30 cm d'épaisseur, consolidé (…,) une sorte d'encroûtement calcaire » décrit par Maire (1967) à l'exutoire de la vallée de la Mossig peut vraisemblablement être lui aussi interprété comme des tufs calcaires. Hormis, la

croûte de la Hardt, vraisemblablement tardiglaciaire, elles sont toujours interglaciaires, ce qui ne dénote pas avec les autres formations connues, systématiquement marqueurs de périodes tempérées (Dabkowski 2014). Ces formations sont de bons indicateurs de l'état des rivières, une eau relativement peu chargée en sédiment étant requise pour permettre le développement des cyanobactéries. Ainsi, leur disparition dans les vallées alluviales européennes à l'Holocène récent est interprétée comme l'impact des défrichements à partir de l'âge du Bronze (Dabkowski 2020). L'existence de formations plus épaisses est probable en Alsace. Leur découverte permettrait de disposer d'un indicateur paléoenvironnemental robuste.

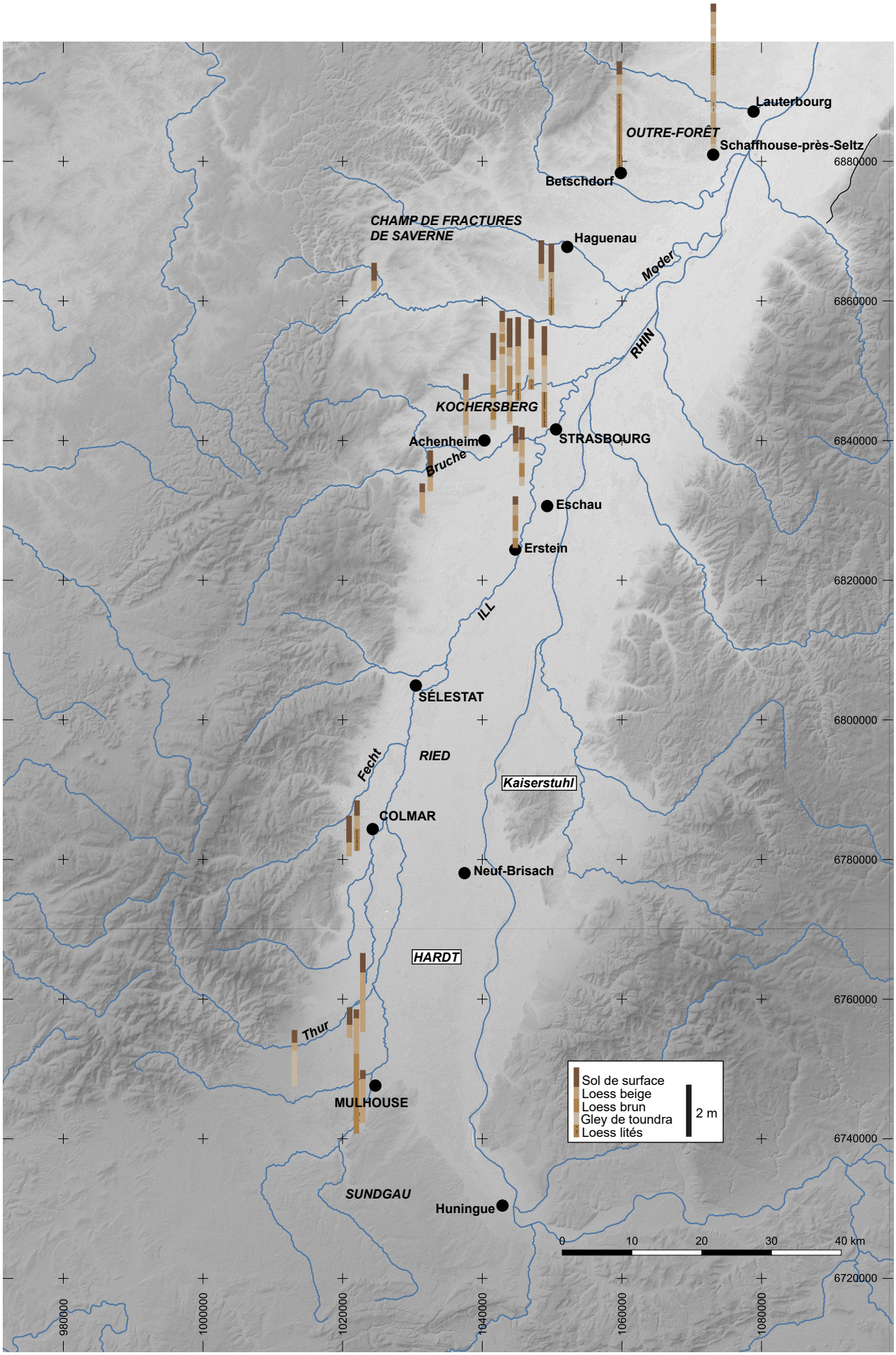
9.2.2 Loess et gleys de toundra

Les loess alsaciens non pédogénétisés étudiés dans le cadre de cette thèse sont systématiquement datés du Pléniglaciaire supérieur. Ils sont caractérisés par plusieurs traits singuliers. En premier lieu, leur mode granulométrique principal se situe autour de 30 µm à Schaffhouse-près-Seltz (chapitre 3), à Erstein (chapitre 6), à Achenheim « *Bossenrott* » (Bertran et al. 2021) et à Reiningue (Steiner et al. 2012), ce qui traduit une certaine homogénéité. Par ailleurs, à Schaffhouse-près-Seltz, des agrégats argileux soufflés ont été mis en évidence dans les loess beiges par la micromorphologie (chapitre 3). Les loess d'Alsace se caractérisent surtout par leur teneur en calcaire, très souvent supérieure à 30 % (Tab. 105), un fait connu de longue date (e.g. Buraczyński 1978 ; Ménillet 1995). Par ailleurs, à Betschdorf, le cortège de minéraux argileux est constitué d'interstratifiés illite/smectite, de chlorite, d'illite et de kaolinite. Il se distingue de celui des loess plus anciens dans lesquels la smectite est généralement majoritaire (Schaaf-Raeth 1979). Les « loess grisâtres » de la littérature ancienne (e.g. Wernert 1957) sont quant à eux des gleys de toundra, des sols peu évolués (chapitre 3, 4 et 5). Enfin, les loess régionaux se caractérisent souvent par l'intercalation de lits sableux, le plus souvent roses, parfois gris, de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur entrecoupés de petites fentes de dessiccation, espacées les unes des autres de quelques centimètres à quelques décimètres. Ils ont été reconnus à Schaffhouse-près-Seltz et Betschdorf (chapitre 3) et évoquent les dépôts du Pléniglaciaire supérieur décrits par Mazenot (1963) à Schleithal. Ils ont aussi été rencontrés plus au sud à Geudertheim dans les collines de Brumath, à Mundolsheim et à Strasbourg, sur la terrasse de Schiltigheim (chapitre 5), et à Holtzheim, dans la vallée de la Bruche (chapitre 8). Absents dans la majeure partie du Kochersberg, ils sont présents sur sa bordure nord-est, au sud d'Eckwersheim, en contrehaut du cône alluvial de la Zorn (Blanchard et al. 2020 ; Michler et al. 2020 ; Thomas et al. 2020 ; Wuscher et al. 2021). Ils ont enfin été décrits, à hauteur de Colmar, à Turckheim (Mazenot 1963) et à Eguisheim (Murer et al. 2016 ; Goudissard et al. sous presse). Stratigraphiquement, ils se situent sous le dernier gley de toundra. Ils sont datés de la fin de la première partie du Pléniglaciaire supérieur par deux âges IR50 à Betschdorf. À Schaffhouse-près-Seltz, ils sont encadrés par des âges radiocarbone et incluent le tuf volcanique d'Eltville, daté de 24 ka (Zens et al. 2017), dans leur partie sommitale. À Eckwersheim et Strasbourg, Nathalie Schneider a obtenu des âges contemporains (Wuscher et al. 2021). Le mode principal des lamines sableuses de Schaffhouse-près-Seltz et de Betschdorf se situe respectivement entre 110 et 120 µm et entre 110 et 130 µm (chapitre 3). À Schaffhouse-près-Seltz, l'unité à lamines sableuses (unité 5) se caractérise aussi par sa couleur brunâtre et par une hausse des argiles et de la susceptibilité magnétique, ce qui est interprété comme la contribution d'agrégats argileux issus d'une couverture loessique préalablement pédogénéisée (chapitre 3). Si les lamines sableuses sont absentes dans la majeure partie du Kochersberg, des loess bruns occupent la même position stratigraphique à Pfulgriesheim (chapitre 4) et à Achenheim « *Bossenrott* » (chapitre 1). Ces loess bruns ont également été observés au sud de la terrasse de Schiltigheim à Achenheim « *Hischberg* » et à Wolfisheim (Fig. 298).

Site	Mode granulométrique principal (µm)	Teneur en carbonates de calcium (%)	Susceptibilité magnétique massique (10-8 m3/kg)
Schaffhouse	30	28,78	10
Betschdorf	25	20,42	15
Erstein	30	40,93	
Reiningue	29	30	11

Tab. 105 : Principaux caractères des loess du Pléniglaciaire supérieur d'Alsace.

Fig. 298 : Épaisseurs et faciès des loess du Pléniglaciaire supérieur d'Alsace.


Lauterbourg
OUTRE-FORÊT
Schaffhouse-près-Seltz
Betschdorf
CHAMP DE FRACTURES
DE SAVERNE
Haguenau
Moder
RHIN
KOCHERSBERG
Achenheim
STRASBOURG
Bruche
Eschau
Erstein
ILL
SÉLESTAT
RIED
Fecht
Kaiserstuhl
COLMAR
Neuf-Brisach
HARDT
Thur
MULHOUSE
SUNDGAU
Huningue
Sol de surface
Loess beige
Loess brun
Gley de toundra
Loess lités
2 m
0
10
20
30
40 km
6880000
6860000
6840000
6820000
6800000
6780000
6760000
6740000
6720000
980000
1000000
1020000
1040000
1060000
1080000

Le mode granulométrique principal des loess d'Europe se situe entre 30 et 75 µm (Bosq et al. 2018). En rive droite du Rhin, à une centaine de kilomètres au nord de Schaffhouse-près-Seltz, entre Stuttgart et Heidelberg, il est de 35 µm à Frankenbach, de 40 µm à Talheim (Krauß et al. 2018) et supérieur à 47 µm à Nussloch (Bertran et al. 2021). À petite échelle, il s'affine à mesure que l'on s'éloigne des sables de couverture du nord de l'Europe. En même temps, dans la ceinture de loess nord-européenne, une certaine homogénéité est notée à l'inverse de régions plus excentrées comme la vallée du Rhône (Bertran et al. 2021). Dans cette dernière, le rôle de la végétation arborée, les arbustes et les arbres piégeant les particules grossières, a été avancé pour expliquer les variations granulométriques sur de courtes distances perpendiculairement au cours de ce fleuve (Bosq et al. 2018). Cette hypothèse semble validée à l'échelle de l'ensemble de l'Europe et une végétation herbacée plus clairsemée paraît responsable d'une plus grande homogénéité locale des dépôts (Bertran et al. 2021). Plus homogènes, les valeurs obtenues en Alsace suggèrent une végétation faiblement arborée.

Les valeurs de calcimétrie des loess d'Alsace sont nettement plus élevées, plus de 30 % (Tab. 105), que celles du nord de la France, comprises entre 15 à 20 % à Havrincourt en Picardie (Antoine et al. 2014), 15 à 20 % à Villiers-Adam dans le Val-d'Oise (Antoine et al. 2003) et 5 à 15 % dans le Vexin français (Lebret, Halbout 1991). Elles sont aussi plus importantes que celles mesurées en Saxe, de 10 à 14 % (Meszner et al. 2011), et en Moravie, autour de 20 % à Dolní Věstonice (Antoine et al. 2013). Elles sont caractéristiques des grands bassins-versants alpins dans lesquels l'abrasion glaciaire s'est exercée sur des roches principalement calcaires (Bosq et al. 2020). Elles se distinguent également des valeurs observées plus au nord dans la vallée du Rhin. Ainsi, elles sont plus importantes que celles des formations comprises entre Karlsruhe et Heidelberg, où elles ne dépassent pas 27 % à Frankenbach, 25 % à Talheim (Krauß et al. 2018) et 23,8 % à Nussloch (Antoine et al. 2002). Dans la partie amont de la basse vallée du Rhin, en rive droite à hauteur de Düsseldorf, la teneur en calcaire n'est plus que de 20 % à Düsseldorf « *Grafenberg* » (Schulte et al. 2016). On observe ainsi une baisse de la calcimétrie vers l'aval qui peut s'expliquer soit par une dissolution du signal alpin, soit par la contribution de sources locales. Les expérimentations menées à Caen ont montré que les sédiments carbonatés compris dans les loess de Normandie sont en grande partie liés à la gélifraction des calcaires du substrat (Lautridou 1985). L'étude d'une lame-mince d'un bloc altéré de calcaire muschelkalk prélevé à l'ouest d'Osenbach, au lieu-dit « *Baerengarten* », n'a pas permis de montrer le lien entre ces matériaux et les loess d'Alsace, aucun minéral susceptible d'être tracé n'ayant été identifié au sein d'un amas micritique dense, plus ou moins oxydé. Les cortèges de minéraux argileux, encore peu connus en Alsace, montrent quant à eux un changement de sources entre le Weichselien et le Saalien, avec moins de smectite et donc une contribution moindre des formations oligocènes qui en contiennent beaucoup.

Le faciès de loess avec de fines intercalations sableuses entrecoupées de petites fentes de dessication évoque les « loess nivéo-éoliens » (Haesaerts 1985 ; Antoine et al. 2001). Pour former un tel faciès, la source sédimentaire doit livrer des sables et des limons. Une saisonnalité est également nécessaire, ainsi qu'une variation de l'intensité des vents et une évolution des surfaces, plus ou moins humides en fonction des cycles de gel-dégel et de la couverture neigeuse, sur lesquels prennent place les dépôts (Schwan 1986). L'intercalation de neige entre les dépôts de limons et de sables n'est pas une condition suffisante pour créer une structure laminée. D'après une approche expérimentale couplée à l'étude de lames-minces, la fonte aurait même tendance à détruire les lamines (Dijkmans et Mücher 1989). À Nussloch, dans la vallée du Rhin à proximité d'Heidelberg, cette structure finement litée est interprétée comme le résultat de « tempêtes de poussière » (Antoine et al. 2001). Dans les profils alsaciens, la couleur rose des sables traduit une origine vosgienne. Dans le Kochersberg, leur distribution témoigne de la contribution du cône de la Zorn et de vents de secteur NNO. Rappelons que ce cône est majoritairement formé sur des sables éoliens, des dépôts massifs, faiblement cohérents (chapitre 8), avec quelques galets épars dont l'aspect piqueté témoigne de leur éolisation. Ces sables éoliens apparaissent bien sur la carte de Bertran et al. (2021). Cette dernière met également en lumière les sables de couvertures du plateau de Haguenau. Moins spectaculaires que les dunes présentes dans la vallée de la Lauter (Stäblein 1968) et en rive droite du Rhin à hauteur d'Heidelberg (Löscher et Haag 1989), seul un mémoire de maîtrise leur a été consacré (Antoni 1994) et ils restent largement méconnus. À Holtzheim, dans la vallée de la Bruche, les lamines de sables éoliens compris dans les loess de la terrasse de Lingolsheim sont moins étendues que dans la basse-vallée de la Zorn et sur le plateau de Haguenau. Elles sont toutefois la marque du bassin-versant gréseux dont les parois libèrent de grandes quantités de sables dès le Début Glaciaire, à l'origine de glacis en bas de pente, comme à Mutzig (chapitre 8). Dans la moitié sud de la région, au pied des Vosges cristallines, la configuration géomorphologique est un peu plus complexe. Ainsi, à Eguisheim (Murer et al. 2016 ; Goudissard et al. sous presse), les lamines sableuses sont liées au *Bechtal*, un petit torrent drainant un bassin-versant

façonné dans des granites du Viséen et des grès du Bundsandstein qui a édifié un petit cône en contrebas de l'accumulation loessique. À Turckheim, les sables présents dans les loess seraient quant à eux issus des arènes granitiques (Mazenot 1963).

Omniprésents dans nos séquences stratigraphiques, le faciès de « loess grisâtres » (e.g. Wernert 1957) correspond à des gleys de toundra, des sols hydromorphes peu évolués. Repérés anciennement en Alsace, ils n'avaient pourtant pas été identifiés en tant que tels. De fait, en domaine arctique, les milieux mal drainés sont majoritaires et sont conditionnés par l'action imperméabilisante du pergelisol. Les gleys de toundra dont le fonctionnement est soumis à la fonte de la couche active au printemps et durant l'été occupent donc une grande partie de l'espace. Sous nos latitudes, en domaine loessique, le pergelisol ayant disparu, les gleys de toundra ont subi une diagenèse marquée qui a transformé le fer réduit en oxydes de fer, et donc changé la couleur de ces horizons. Ainsi, ces sols se présentent sous la forme d'un horizon gris pâle, avec des oxydations ferro-manganiques sous la forme de nodules ou de filaments (anciennes racines) et un contenu en mollusques et en granules de lombrics qui témoignent de conditions climatiques plus clémentes que lors du dépôt des loess (Moine et al. 2008 ; 2011 ; Prud'homme et al. 2015). Un modèle en quatre phases a été proposé à Nussloch pour expliquer leur développement au cours du Pléniglaciaire supérieur (Antoine et al. 2009 ; Moine et al. 2017). Les loess se déposent dans des conditions froides et arides qui correspondent aux phases stadiaires des glaces du pôle Nord. Le développement du gley démarre dans des conditions plus humides associées à une diminution du taux de sédimentation. Dans les secteurs mal drainés, il est lié à des coins de glace. Il se poursuit lors d'un réchauffement rapide corrélé aux interstades, au cours duquel l'activité biologique se développe et les coins de glace se dégradent par gélifluction. La dernière phase est associée à un refroidissement lent. Enfin, le gley est recouvert par des loess de la première phase du cycle suivant.

Ces différents faciès se succèdent au cours du Pléniglaciaire supérieur pour former deux ensembles, une alternance de loess parfois lités au sein de laquelle des gleys de toundra sont intercalés et un dépôt de loess massif (9.1.2). Leur distribution dans l'espace, caractérisée notamment par la présence de lits sableux à proximité des cônes des cours d'eau vosgien, permet également d'aborder les paléodynamiques éoliennes. Elle suggère un gradient d'éloignement par rapport aux cônes vosgiens qui s'ajoute à la position latitudinale des sites et à leur proximité avec la plaine du Rhin. Toutefois, pour approcher les sources sédimentaires locales et les directions de vents, une approche comparable à celles menées sur les Landes (Sitzia et al. 2015 ; 2017) ou la vallée du Rhône (Bosq et al. 2018 ; 2020) est incontournable. Les résultats prometteurs obtenus avec les spectres du moyen infrarouge dans le cadre d'un travail de master 1 (Lopez 2020) témoignent de l'intérêt d'un outil complémentaire pour ce faire.

9.2.3 Les luvisols

Les sols les plus évolués développés sur les loess d'Alsace sont des luvisols. À Schaffhouse-près-Seltz (chapitre 3), l'étude micromorphologique de l'horizon BT eemien peut servir de modèle de séquence pédogénétique. À la base, l'alternance de limons purs et de limons argileux évoquent le faciès des *limons à doublets*, de l'illuviation en bandes d'argiles, de fer et de matière organique dans la structure lamellaire d'un sol encore gelé de façon saisonnière (Lautridou 1985). La présence de revêtements poussiéreux atteste de conditions encore froides et de surfaces au moins localement et temporairement dénudées (Cremaschi et al. 1990). L'horizon qui surmonte ces *limons à doublets* présente les caractères de terrain d'un horizon BT et contient des revêtements argileux brisés, évoquant une phase de remaniement sur le versant. Celle-ci est suivie par une alternance de revêtements argileux et de revêtements poussiéreux qui témoigne toujours de conditions froides avec des surfaces localement dénudées. Une troisième génération de revêtements, argileux orangés lités, attestent quant à eux d'une couverture forestière tempérée (Cremaschi et al. 1990 ; Fédoroff et Courty 2002). Elle est suivie par des revêtements poussiéreux et grossiers, liés au retour de conditions froides et de surfaces dénudées. Le luvisol holocène présent sur les versants au sommet des loess weichseliens de Schaffhouse-près-Seltz témoigne d'une même séquence évolutive, mais le dernier épisode est mis en relation avec les pratiques agro-pastorales postérieures à la néolithisation (chapitre 3). Bien que moins complet, le luvisol présent au sommet des loess weichseliens de Morschwiller-le-Bas a connu une trajectoire similaire (chapitre 5).

À Schaffhouse-près-Seltz, l'horizon BT n'est conservé que sur les versants au sommet des loess saaliens (chapitre 3). Dans le Kochersberg, aucun horizon BT eemien n'a été mis en évidence par plus d'une centaine de sondages dans les loess weichseliens (chapitre 4), au contraire d'Achenheim « *Hurst* », où il est toutefois localisé exclusivement au fond du vallon et moins bien exprimé que dans le nord de la France (Heim et al. 1984 ; Sommé et al. 1986). À Bischoffsheim, l'horizon de limons argileux brun-rouge attribué à l'Eemien contient 5 % de carbonates et aucun revêtement argileux n'a été mis en évidence (chapitre 5). Il ne s'agit donc pas d'un horizon BT. À la surface des loess weichseliens, des horizons BT de luvisols holocènes ont été mis en évidence sur les versants au nord-est du Kochersberg dans le secteur des loess sableux (Blanchard et al. 2020 ; Michler et al. 2020 ; Thomas et al. 2020) et sur les versants de Schaffhouse-près-Seltz. Mais globalement, les calcisols sont majoritaires et les luvisols relativement localisés, principalement sur les versants (chapitre 3, 4 et 5). Sur les loess de la terrasse de Schiltigheim, dont la surface présente des pentes très faibles, moins de 0,5 %, la coexistence de calcisols et de luvisols a été relevée (chapitre 5). Si les luvisols ne sont pas systématiquement présents au sommet des loess d'Alsace, des horizons BT ont en revanche été rencontrés dans les plaines alluviales. Celui en bandes observé sur les sables éoliens du cône de la Zorn à Brumath « *Herrenwald* » (chapitre 8) apparaît comme un cas à part, lié au caractère très drainant des sables éoliens qui lui servent de support (Duchaufour 2000). Des horizons plus typiques ont été mis en évidence dans les vallées de l'Ill (chapitre 7), de la Thur, de la Bruche et de la Zorn (chapitre 8).

En domaine loessique, le luvisol est considéré comme l'horizon repère de l'interglaciaire eemien, du nord de la France à la Russie (Lautridou et Sommé 1974 ; Van Vliet-Lanoë 1986 ; Haesaerts, Mestdagh 2000). Mais à l'est des Alpes, ce luvisol laisse place le plus souvent à un cambisol ou à un chernozem, interprété anciennement comme la conséquence de précipitations moindres responsables du remplacement de la végétation forestière, indispensable à la formation des luvisols par l'acidité qu'elle génère, par des végétations herbacées dont les racines sont à l'origine d'une imprégnation organique profonde (e.g. Sprafke et al. 2013 ; Vysloužilová 2014 ; Vysloužilová et al. 2016). Cette couverture pédologique est bien illustrée par le profil de Paudorf en Autriche où l'interglaciaire eemien est matérialisé par un chernozem polyphasé (Sprafke et al. 2013). Toutefois, les loess saaliens à partir desquels se développe ce paléosol contiennent 40 % de carbonates de calcium, ce qui a dû influer la pédogénèse, au moins autant que le facteur climatique. De fait, les caractères des matériaux parentaux à partir desquels se sont développés les paléosols sont rarement pris en compte, alors qu'ils expliquent pour une large part l'aspect « évolué » des horizons BT eemiens (Van Vliet-Lanoë 1986 ; Sedov et al. 2013). Ainsi, il faut bien souvent se contenter d'exposés sommaires des profils à partir desquels il est difficile de démêler la part du climat, de la topographie et des matériaux parentaux. C'est notamment le cas pour les séquences les plus proches de notre zone d'étude, comme par exemple à Riegel et Heitersheim, sur les flancs du Kaiserstuhl, où l'eemien serait représenté par un luvisol (Brunnacker 1964 ; Guenther 1987). Au nord du Fossé rhénan supérieur, à Mainz « *Weisenau* », l'interglaciaire eemien est représenté par un horizon BW de calcisol qui évolue latéralement en horizon BT de luvisol développé à partir de loess saaliens contenant 15 à 20 % de carbonates avec des précipitations actuelles qui se situent autour de 550 mm (Semmel 1996). À côté du matériau parental, le relief constitue également un critère déterminant. Sprafke et al. (2013) rappellent ainsi que les séquences les plus épaisses de basse Autriche se situant sur versants sous le vent, les accumulations les plus étudiées sont fortement influencées par les processus liés à la pente. Fischer et al. (2019) pointent quant à eux le fait que les profils loessiques étudiés dans le passé sont conditionnés par la localisation des carrières, une contrainte qui complique l'appréciation des effets de la topographie. Pour mieux prendre en compte la topographie du gisement de Düsseldorf « *Grafenberg* », ils basent donc leur étude sur un forage localisé en position d'interfluve. Pour autant, ils concluent que l'unité limono-argileuse décarbonatée brun-rouge attribuée à l'Eemien et au Début-Glaciaire et épaisse de 3,5 m à la base de la séquence ne présentent pas les caractères d'un horizon BT et qu'elle est remaniée, ce qui au regard de la position topographique justifierait des investigations plus poussées. Au même titre, la question de l'existence d'un horizon BT de luvisol à Remagen « *Schwalbenberg* » reste ouverte. L'horizon est absent des premières descriptions du site (Schirmer 2012), mais a été identifié récemment sur la base de carottages (Fischer et al. 2021), sans que l'intégralité des paramètres pédosédimentaires, notamment la calcimétrie, n'ait été présentée. Au final, les profils décrits restent encore trop peu nombreux et leur exposé trop sommaire pour attester du développement d'un luvisol eemien continu sur les loess saaliens d'Europe de l'Ouest.

Les processus à l'origine du luvisol présent à la surface des loess weichseliens sont mieux connus. Sa formation débute par la décarbonatation des loess, un préalable au lessivage des argiles (Duchaufour 2000). Pendant longtemps, elle a été attribuée à l'interglaciaire holocène (Jamagne 1973 ; Duchaufour 2000), alors que

l'impact des processus périglaciaires et tardiglaciaires sur son développement a été mis en évidence en Angleterre à partir de critères macro- et micro-morphologiques (Payton 1992 ; 1993) mais aussi dans le nord de l'Allemagne (Kühn 2003) et en Saxe, où l'horizon est lié à des coins de glace (Meszner et al. 2011). En Belgique et dans le nord de la France, sa genèse a été appréhendée à partir de la position stratigraphique de sites archéologiques (Van Vliet-Lanoë et al. 1992). D'après ces travaux, les luvisols entre 45 et 55° N se sont développés en trois temps : à la fin du Pléniglaciaire weichsélien, au Tardiglaciaire et à l'Holocène. La pédogénèse s'amorce avec la décarbonatation à la fin du Pléniglaciaire autour de 16 000 ka (Van Vliet-Lanoë et al. 1992). Elle se poursuit avec la formation de niveaux à doublets (lamines argileuses brunes de quelques millimètres d'épaisseur dans les derniers loess), de l'illuviation en bandes d'argiles, de fer et de matière organique dans la structure lamellaire d'un sol encore gelé de façon saisonnière (Lautridou 1985 ; Van Vliet-Lanoë et al. 1992 ; Van Vliet-Lanoë 2005). La structuration (« fragipan », structure prismatique compacte) des luvisols est liée à la dernière extension du pergélisol, autour de 13 500 BP. L'illuviation argileuse est inscrite dans cette structure et se développe au cours du Bølling, autour de 13,5 ka, dans un contexte de toundra à bouleaux. Malgré quelques traits liés au gel saisonnier et à la solifluxion durant le Dryas Récent, la pédogenèse serait ensuite essentiellement biogéochimique (brunification) jusqu'aux pratiques agro-pastorales de la deuxième moitié de l'Holocène (Van Vliet-Lanoë et al. 1992). Les lames minces de Schaffhouse-près-Seltz et de Morschwiller-le-Bas exposant des intercalations silteuses dans les premières générations de revêtements argileux confirment ce schéma et rejoignent les observations menées dans le canton de Bâle, en Suisse (Brönnimann et al. 2015). Pour autant, les calages chronologiques font encore défaut, en Alsace, mais également dans le nord de la France, même si les vestiges mésolithiques découverts à Tigery dans l'Essonne attestent clairement d'une genèse de l'horizon BT antérieure vers 8500 ans avant le présent sur les loess weichseliens des plateaux d'Île de France (Wuscher et al. 2012). Ce manque d'argument chronologique tient à la position des luvisols dans des positions topographiques, plateaux et versants, où la sédimentation est généralement peu marquée avant l'Holocène récent. L'étude des comblements des structures en creux néolithiques, protohistoriques et historiques constitue un moyen sûr de compenser ce problème. C'est ainsi que nous avons pu attribuer les fissures de dessiccation qui recoupent les horizons BT de Bernolsheim à l'Holocène récent (Gebhardt et al. 2018). À Gottesheim, une approche micromorphologique et des datations ^{14}C de matière organique présente dans la porosité du sol a montré quant à elle qu'un horizon BT pouvait également se former à l'Holocène moyen et récent lorsque des loess sont placés en condition de pédogenèse (Schwartz et al. 2009), mais l'ensemble des données de ce site n'a pas encore été exposé. Les horizons BT mis en évidence dans les plaines alluviales des cours d'eau vosgiens ouvrent quant à eux d'intéressantes perspectives paléoenvironnementales. En général absents de ces environnements souvent engorgés, leur présence dans les basses plaines de la Thur, de la Bruche et de la Zorn atteste d'un abaissement de la nappe phréatique au Tardiglaciaire et à l'Holocène qui n'a pas bloqué la migration des argiles. De nouvelles découvertes archéologiques dans ces milieux devraient permettre d'en affiner la chronologie.

En Alsace, d'après Jamagne (2011) et Party et al. (2011), la faible extension des luvisols tiendrait du caractère très calcaire des loess de la région qui sont rarement complètement décarbonatés. Les luvisols, majoritairement décrits sur versants, seraient cantonnés dans cette position topographique où la circulation en eau a été suffisamment intense pour provoquer une décarbonatation des profils (Jamagne 2011 ; Party et al. 2011). Le profil étudié sur le versant de Schaffhouse-près-Seltz (chapitre 3) et l'horizon BT présent sur loess sableux au nord-est du Kochersberg (Blanchard et al. 2020 ; Michler et al. 2020 ; Thomas et al. 2020) semblent confirmer ce schéma. L'érosion d'origine agricole, mise en lumière dès le Néolithique à Habsheim (Froehlicher et al. 2016), pourrait également expliquer la faible extension des luvisols alsaciens. Toutefois, la conservation de ces sols sur versants, à Schaffhouse-près-Seltz (chapitre 3), mais aussi sur la bordure nord du Kochersberg (Blanchard et al. 2020 ; Michler et al. 2020 ; Thomas et al. 2020), dans des contextes exposés à l'érosion relativise ce facteur. À contrario, en Allemagne, dans le Bade-Wurtemberg, ils sont plutôt conservés sur plateau et érodés sur les versants (Terhorst 2000). La bonne conservation des vestiges archéologiques dans le Kochersberg n'étaye pas non plus l'hypothèse d'une érosion très importante des couvertures pédologiques alsaciennes. Ainsi, à Ernolsheim-sur-Bruche, l'épaisseur du calcisol varie de 0,3 à 1 m et les vestiges archéologiques néolithiques sont très bien conservés (chapitre 5). Globalement, les vestiges archéologiques sont nombreux dans le Kochersberg, avec de nombreux ensembles funéraires néolithiques (Croutsch et al. 2020).En outre, lorsque les sols sur loess sont fortement tronqués, une baisse importante de la productivité agricole est notée par la chambre d'agriculture. Or dans le Kocherbserg, l'érosion a longtemps été passée sous silence par les agriculteurs car elle ne les impacte pas directement, les coulées d'eau boueuse constituant surtout un problème dans les zones habitées (Van Dijk P., communication orale). Toutefois, à long terme, l'érosion passée est surtout quantifiée par

les accumulations en bas de versant et dans les vallées alluviales, alors que dans les zones de départ, elle est évaluée à partir d'une épaisseur théorique de la couverture pédologique, un exercice toujours discutable (e.g. Verstraeten et al. 2009). En Alsace, il semble encore difficile de proposer de telles estimations et l'hypothèse de la présence d'un luvisol tardiglaciaire et holocène sur l'ensemble des loess weichseliens d'Alsace avant son érosion anthropique reste à démontrer.

Au final, cette discussion sur les luvisols souligne la nécessité de mieux prendre en compte les caractères topographiques et géochimiques des matériaux parentaux à partir desquels ils se développent. Ainsi, une meilleure compréhension des luvisols formés depuis la dernière glaciation passera forcément par une cartographie régionale des caractères sédimentaires, notamment la granulométrie et la calcimétrie, des loess qui leur servent de support. Si le nombre réduit de paléosols bien datés constitue clairement pour l'instant une entrave à l'écriture de l'histoire des luvisols d'Alsace, la mise au jour de nouveaux profils, ainsi que des études micromorphologiques systématiques dans des structures en creux permettraient d'atténuer cette difficulté.

9.2.4 Chernozems, sols de climat froid et sols lithodépendants

Aux gleys de toundra qui constituent un stade très peu évolué de pédogénèse, au point d'avoir été très souvent confondus avec les loess dans la littérature ancienne, et aux luvisols, les sols les plus évolués des cent trente derniers millénaires, s'ajoutent différents types de sols et de paléosols. Ils sont toujours constitués d'un horizon unique, l'horizon de surface ayant été tronqué ou intégré dans les labours dans le cas des sols qui n'ont pas été fossilisés. Ils peuvent être classés en trois ensembles. Les deux premiers ont été mis en évidence dans les séquences loessiques. Le troisième se situe dans les formations alluviales.

Dans les loess, le premier ensemble est constitué d'horizons décarbonatés ou très faiblement carbonatés. À Schaffhouse-près-Seltz, un horizon de limons argileux constitué de matériaux issus du remaniement du BT eemien présente des revêtements silteux et poussiéreux qui témoignent de surfaces dénudées (unité 10, chapitre 3). Il est recouvert par un horizon gris contenant des charbons de pins et dont la couleur et les oxydations ferro-manganiques témoignent d'un mauvais drainage (unité 9). Un horizon très similaire a été mis en évidence à Betschdorf (unité 9). À Pfulgriesheim, le paléosol présent à la base de la séquence est caractérisé par sa couleur très sombre, sa limite inférieure marquée par de très nombreux terriers centimétriques et les plus fortes valeurs de susceptibilité magnétique mesurées à ce jour en Alsace, près du double de celles mesurées dans les horizons BT. Son contenu malacologique, étudié par Olivier Moine, témoigne d'associations steppiques à *Chondrula tridens* (Bachellerie et al. 2021). Il est impossible à corréler avec les paléosols de Betschdorf et de Schaffhouse-près-Seltz, mais évoque des points communs avec les paléosols de Rosheim et de Bischoffsheim (chapitre 5). Les complexes pédologiques postérieurs de Pfulgriesheim apparaissent eux aussi uniques. Les lamines beiges présentes au sein des limons argileux sombres (unités 17 à 15) sont liées à leur mise en place par ruissellement. Les lames-minces montrent toutefois une structure bioturbée marquée et la susceptibilité magnétique reste supérieure à 30 10^{-8} m^3/kg, supérieure donc aux horizons BT. Son contenu malacologique est constitué ici aussi d'associations steppiques à *Chondrula tridens* (Bachellerie et al. 2021). Au sommet de cet ensemble, un paléosol brun-marron est perforé par de nombreux terriers et a livré des valeurs de susceptibilité magnétique dans les mêmes gammes que les paléosols sous-jacents. Aucun revêtement argileux n'a été observé dans les lames-minces de Pfulgriesheim, ce qui témoigne d'une certaine aridité. Un dernier paléosol gris sombre a été mis en évidence à Schaffhouse-près-Seltz (unité 7) et à Betschdorf (unité 8). Il présente des valeurs de susceptibilité magnétique moindre qu'à Pfulgriesheim, autour de 20 10^{-8} m^3/kg, et pas de revêtements argileux. Son contenu malacologique très peu abondant, étudié par Olivier Moine, indique « un environnement de prairie arbustive à zones humides d'extension variable dans un contexte climatique frais » (Wuscher et al. 2021). Les paléosols du second ensemble mis en évidence dans les séquences loessiques sont carbonatés. Les plus anciens présentent une coloration orangée à Schaffhouse-près-Seltz (unité 6) et à Betschdorf (unité 7). Mais l'évolution pédologique des plus récents est révélée uniquement par les bioturbations millimétriques à centimétriques et par les études malacologiques qui ont mis en évidence une « végétation diversifiée de type toundra arbustive » (Wuscher et al. 2021). Leur susceptibilité magnétique se situe entre 15 et 20 10^{-8} m^3/kg. Les paléosols du troisième ensemble, situés en domaine alluvial, sont plus rares que dans les séquences loessiques. Ils sont toujours postglaciaires. Les plus évolués sont très argileux, rouges dans la Hardt, d'où le nom de ce secteur, et noirs dans la vallée de l'Ill. Les moins évolués, rencontrés dans la plaine du Rhin, sont uniquement caractérisés par une décarbonatation relative et la formation de petites poupées calcaires.

Dans la plaine du Rhin, les paléosols étudiés correspondent à un fersialsol dans la Hardt (chapitre 6), à un vertisol et un fluviosol dans la vallée de l'Ill (chapitre 7) et à des calcisols ou des calcosols dans la vallée du Rhin (chapitre 6). Les deux premiers sont liés à des caractères locaux, pédoclimat très drainant pour la Hardt (Fleck et Schwartz 2004) et concentration en smectites des alluvions qui supportent le vertisol de la vallée de l'Ill à Ensisheim (chapitre 7). Les caractères du fluviosol développé à Horbourg sur des alluvions de l'Holocène moyen, qui contient des espèces d'un milieu bien drainé, ont quant à eux été acquis tardivement, en relation avec une remontée phréatique à l'Holocène récent (chapitre 7). Les calcisols et calcosols peu épais sont quant à eux dépendants de leur jeunesse et du caractère très calcaire des matériaux à partir desquels ils se sont développés. Ces sols alluviaux dépendent donc principalement de la lithologie et de l'évolution de la géométrie des plaines alluviales. S'ils peuvent être utilisés dans le cadre de reconstitutions paléoenvironnementales et paléogéographiques, leur caractère local permet pour l'instant difficilement de les intégrer dans un profil pédostratigraphique régional synthétique.

Pour les paléosols plus anciens présents dans les loess, les changements pédologiques zonaux actuels sont habituellement utilisés comme des analogues pour comprendre les successions de paléosols liés aux différents stades froids des cycles glaciaires passés (Van Vliet-Lanoë 1986 ; Antoine et al. 1999 ; 2016 ; Haesaerts et Mestdagh 2000). De fait, en Russie comme en Amérique du Nord, une succession de sols de climats froids est observée (Duchaufour, 2000). Elle est liée à la variation du drainage en domaine continental avec l'évapotranspiration potentielle qui augmente fortement du nord vers le sud. Elle est aussi la conséquence des formes d'humus, avec une faible maturation de la matière organique sous forêt et une maturation marquée et profonde sous steppe. La forêt est caractérisée en outre par un lessivage de l'argile qui est bloqué sous steppe et remplacé par une redistribution de carbonates. On passe ainsi de la zone forestière, avec des sols gris forestiers (greyzems), à la steppe, avec des chernozem, et enfin à la steppe xérophile, avec des sols bruns (Duchaufour, 2000). Le sol gris forestier se caractérise par un horizon organique épais (mollique), avec des traces d'enduits silteux et sableux dans la porosité et un horizon argileux illuvié (Miedema et al. 1999). Les chernozems sont quant à eux caractérisés par un horizon A épais d'une quarantaine de centimètres, très sombre, très humifère, très bioturbé, décarbonaté ou faiblement calcaire et d'un horizon Bca marqué par des carbonatations secondaires, poupées et/ou pseudomcelium (Duchaufour 2000 ; Baize 2016). En domaine arctique, les milieux drainés sont occupés par des cambisols (sols bruns), des sols peu évolués, décarbonatés ou non. Ces sols occupant toutes les latitudes (Spaargaren 2008), les termes de « sols bruns arctiques » et de « sols bruns sub-arctiques » définis à partir de travaux de terrain et de paramètres physico-chimiques, notamment en Alaska (Tedrow, Hill 1955 ; Ugolini 1986), permettent d'être plus précis. Les sols bruns arctiques se développent sous une couverture herbacée avec quelques arbustes. Ils se caractérisent par un horizon brun épais de quelques dizaines de centimètres, principalement lié à une décarbonatation plus ou moins marquée et à l'oxydation des micas. L'aridité explique l'absence d'illuviation, tandis que la fonte saisonnière d'une couverture neigeuse pourrait expliquer l'acidification des profils. Sous une végétation plus boisée, les sols bruns sub-arctiques présentent parfois un horizon A plus pâle et une teinte plus grise, liés à l'abondance plus forte d'acides organiques responsables d'un début de lessivage.

Cette approche à partir d'analogues actuelles souffre de plusieurs limites. À l'échelle européenne, la répartition des chernozems obéit bien au climat, ces sols étant largement majoritaires en Europe orientale. Toutefois, ils sont également présents à l'Holocène dans certains secteurs du Fossé rhénan supérieur (Eckmeier et al. 2007; Vysloužilová 2014). En outre, s'agissant d'un sol zonal, développé sous un climat continental sec et une végétation steppique sur un substrat calcaire, il a longtemps été considéré comme un héritage de la fin du Pléistocène supérieur et du début de l'Holocène, ce qui est en contradiction avec les données paléobotaniques d'Europe centrale (e.g. Eckmeier et al., 2007). Par ailleurs, dans de nombreux cas, les analyses de matière organique et les études pédoanthracologiques ont montré qu'ils ont évolué sous une couverture forestière pendant de longues périodes (Vysloužilová 2014). Enfin, si l'étude comparative de la littérature et des différents systèmes de classification montre une grande variété de chernozems dont le caractère calcaire apparaît comme le trait dominant (Vysloužilová 2014 ; Vysloužilová et al. 2016), il est difficile de trouver des valeurs de calcimétrie des substrats à partir desquels il se développe. Les sols gris forestiers (greyzems) apparaissent quant à eux clairement polyphasés et résultent d'une longue histoire paléoenvironnementale pluri-millénaire caractérisée notamment par des alternances de la forêt et de la steppe (Miedema et al. 1999). Surtout, la zonation actuelle des sols est caractéristique des seules périodes interglaciaires. En effet, en période glaciaire, l'aridité fait reculer la forêt boréale au profit des graminées, ce qui rend difficiles les comparaisons des enregistrements paléoenvironnementaux avec l'écologie des milieux actuels (Van Vliet-Lanoë 2005). Enfin, les milieux froids

actuels se trouvent en dehors de la zone d'extension maximum des loess. Leurs sols se sont donc développés sur une grande variété de substrat ce qui complique encore les analogies.

Malgré ces limites, l'utilisation des analogues actuels est difficile à contourner du fait de l'absence de contenu malacologique dans les sols décarbonatés à la base des séquences weichseliennes et de la rareté et de la difficulté à interpréter leur contenu palynologique. Dans le nord de la France et à Dolní-Věstonice, elle est combinée à une présentation exhaustive des caractères de terrain, des lames-minces et des paramètres pédo-sédimentaires, ce qui permet une reconstitution sûre des successions pédologiques et paléoenvironnementales (Antoine et al. 2013). Ainsi, dans le nord de la France, deux complexes d'horizons humifères, forestiers à la base avec des traces d'illuviation d'argiles et de matières organiques (SIM 5.4-5.1/GI 24-21, entre 108,2 et 77,7 avant le Présent) et steppiques au sommet sans illuviation (fin du SIM 5.1, de GI 20 à GI 19, de 76,4 à 69,4 ka) ont été mis en évidence. En Europe Centrale, à Dolní-Věstonice, ces deux complexes présentent des caractères plus continentaux et les sols forestiers laissent place à des chernozems séparés les uns des autres par de fines couches de limons éoliens (Antoine et al. 2013). En Alsace, la couleur pâle et le caractère carbonaté des paléosols du Pléniglaciaire les distinguent clairement des paléosols du Début Glaciaire weichselien. Il est en revanche difficile de différencier ces derniers du paléosol eemien lorsque celui-ci n'est pas matérialisé par un horizon BT et qu'une troncature n'apparaît pas clairement, comme à Pfulgriesheim (chapitre 4), à Bischoffsheim ou à Rosheim (chapitre 5). De fait, comme pour l'Eemien et l'Holocène, des variations liées au caractère locaux des matériaux parentaux sont susceptibles de brouiller les reconstitutions paléoenvironnementales. Les datations OSL, toujours difficiles dans ces niveaux (e.g. Antoine et al. 2016), compliquent un peu plus les corrélations en Alsace par des problèmes minéralogiques propres à la région. Il paraît donc hasardeux de proposer en l'état un profil compilant les trois séquences les plus complètes mises au jour dans le cadre de la thèse.

Au final, en sus de travaux spécifiques dédiés aux datations OSL et aux loess du Pléniglaciaire supérieur, d'autres séquences loessiques weichseliennes sont nécessaires pour mieux caractériser les facteurs de contrôle locaux, relief et matériaux parentaux, de la pédogénèse, élaborer un profil synthétique régional et attester d'éventuelles provinces au sein de la région. Pour ce faire, la présence d'une malacofaune, certes peu abondante, ouvre des perspectives intéressantes comparées au nord de la France où les paléosols du début de la dernière glaciation sont décarbonatés.

9.3. Relations dynamiques des différents ensembles morphosédimentaires et facteurs de contrôle

Après avoir détaillé la chronologie, la répartition et les principaux faciès des formations des différents milieux de sédimentation de la zone d'étude, des loess aux alluvions rhénanes et vosgiennes, la présente partie vise à montrer les relations dynamiques des différents ensembles géomorphologiques (9.3.1), à comparer les enregistrements alsaciens avec ceux des régions voisines (9.3.2) et à discuter les facteurs qui contrôlent l'évolution géomorphologique et la pédogénèse : le climat, les formes du relief et la tectonique (9.3.3).

9.3.1 Alluvionnement et dynamiques éoliennes

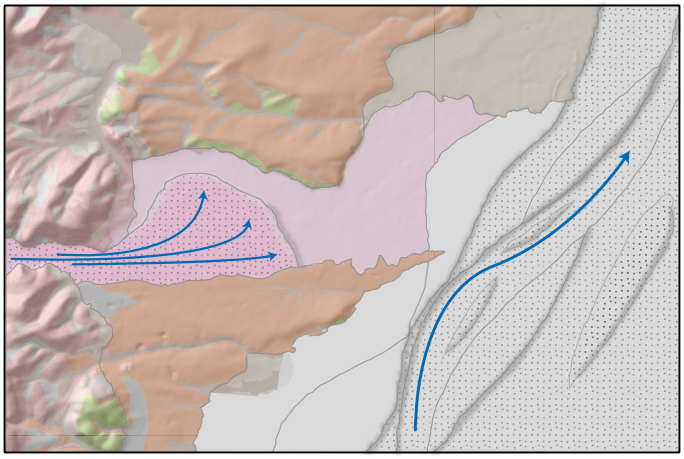
Si les loess sont localisés principalement sur les collines oligocènes et sur les terrasses anciennes, des formations moins étendues sont également présentes sur les alluvions weichseliennes. Ainsi, les dépôts du Pléistocène supérieur de Rixheim témoignent d'une contraction de la plaine alluviale rhénane au sud, au pied des collines du Sundgau (chapitre 6). Les loess envahissent surtout la terrasse d'Erstein après sa formation autour de 30 ka suite à la migration et à l'incision du Rhin (chapitre 6). Leur nature très carbonatée, entre 40 et 48 %, unique en Alsace est mise en relation avec le horst du Glockelsberg constitué de marnes calcaires oligocènes et situé au nord. Leur localisation entre des trains de méandres hérités atteste d'épisodes d'écoulement suffisamment importants pour les déblayer lors des phases de dégradation du pergélisol. Absents du Ried de l'Andlau, leur répartition pourrait être contrôlée par la Scheer, défluent du Giessen qui les longe à l'ouest, avant de rejoindre le Rhin à hauteur de Geispolsheim, au niveau de la terminaison nord de la terrasse d'Erstein. De fait, l'hypothèse d'un enfoncement holocène d'origine tectonique du Ried de l'Andlau (Vogt 1992) n'est pas

confirmée, les forages sur lesquels elle s'appuie (Dubois et Rothé 1945 ; Dubois et Drosdoff 1948) étant trop peu nombreux et leur exposé trop sommaire.

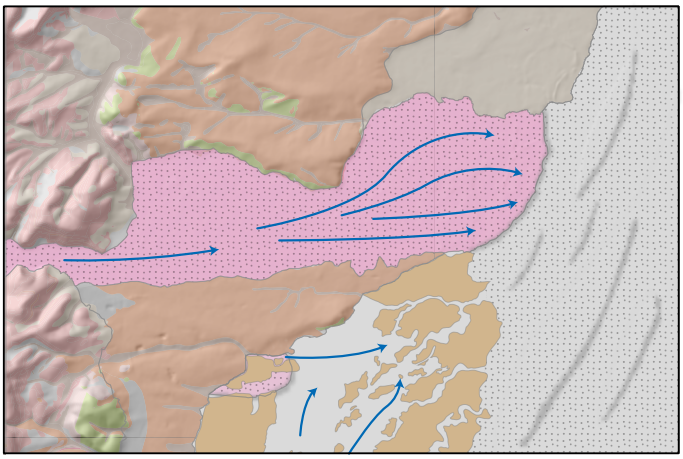
Les loess sont également présents sur des portions importantes des plaines alluviales vosgiennes weichseliennes (chapitre 8). Ainsi, leur présence sur la bordure orientale du cône de la Thur montre que l'extension maximale du cône est antérieure à la seconde moitié du Pléniglaciaire supérieur, avant 22 ka. Les importantes différences d'épaisseur notées entre les nouveaux profils présentés dans le cadre de cette thèse et certains des profils de Mazenot (1963) suggèrent l'existence de dunes aujourd'hui masquées par le développement de l'agglomération de Mulhouse. Leur répartition est aussi pour partie liée à l'exposition et à la topographie faiblement ondulée du cône, propice à la déflation, avec des accumulations plus importantes dans sa partie méridionale, où les collines oligocènes et les talus des terrasses alluviales constituent des pièges sédimentaires, bien documentés par les profils de Reiningue (Steiner et al. 2012). Pour autant, la teneur en sables de ces loess, autour de 4 % est ici bien inférieure à celle de Schaffhouse-près-Seltz où elle se situe entre 6 et 10 % (chapitre 3) et le mode principal est similaire, ce qui ne permet pas d'étayer l'hypothèse d'une alimentation préférentielle de ces loess par le produit de la déflation éolienne du cône de la Thur. Par ailleurs, le bilan sédimentaire après 32 ka, c'est-à-dire après l'interstade 3 (Rasmussen et al. 2014), est très peu exprimé (moins d'1 m). Les loess les plus récents sont ainsi représentés uniquement sur le cône de la Thur, mais pas dans les collines qui le surplombent, une configuration différente de celle de Schaffhouse-près-Seltz, où les accumulations les plus récentes sont les plus épaisses et ont été déposées et conservées sur le haut de la colline « *Muld* » (chapitre 3). La formation de la terrasse de Lingolsheim témoigne quant à elle, à la même période, de la contraction de la vallée de la Bruche. Elle est également couverte par des loess et des sables éoliens (Fig. 299), tout comme le cône de la Zorn, où ces dépôts sont épais de plus de 2,5 m à Brumath « *Herrenwald* ».

Les cônes de la Thur, de la Bruche et de la Zorn, étudiés dans le cadre de la thèse, se trouvent tous les trois dans une position abritée, respectivement à l'arrière du Sundgau et de la colline de Pfastatt, du Glockelsberg et de la terrasse de Schiltigheim, de la terrasse de Schiltigheim et des collines de Brumath. Leurs dimensions sont donc contrôlées par les espaces disponibles et sont sans relation avec la superficie des différents bassins versants, ce qui rejoint des observations exposées par Mather et al. (2017). Par ailleurs, à leur débouché dans la plaine du Rhin, les surfaces des cônes de la Bruche et de la Zorn sont marquées par une rupture de pente nette qui traduit une érosion latérale par le Rhin. De fait, celui-ci contrôle largement l'extension de ces formations. En outre, sous 1 m de loess et de sables éoliens et 2 m d'alluvions grossières de la Bruche, des limons de débordement du Rhin ont été mis en évidence à Holtzheim. Ils sont recouverts par des alluvions sableuses et des graviers de la Bruche durant la première partie du Pléniglaciaire supérieur, autour de 25 ka. Ils témoignent d'un envahissement de la terminaison orientale de la vallée de la Bruche par le Rhin au Weichselien moyen, avant son remblaiement par des apports vosgiens (Fig. 299).

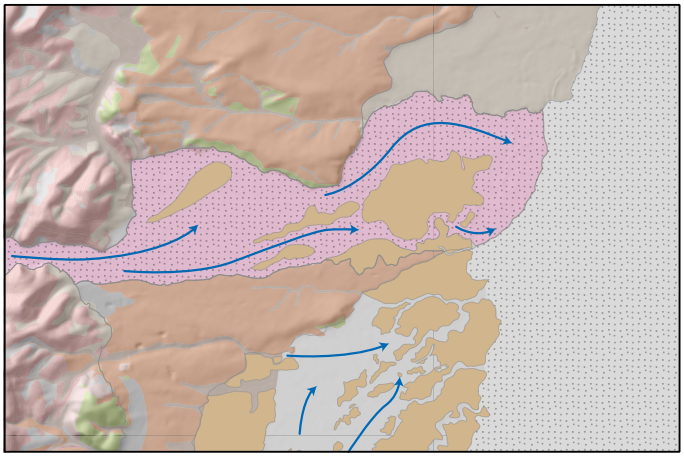
Le Rhin contrôle également la géométrie de la vallée de l'Ill. Séparée du Rhin par le cône de la Hardt dans la moitié sud de l'Alsace, cette dernière a une histoire relativement récente, un fait connu de longue date (Humbert et Maire 1984 ; Vogt 1992 ; Schmitt 2001). Les datations réalisées dans le cadre de cette thèse montrent qu'elle est tardiglaciaire et holocène de Mulhouse à Colmar. L'Ill devient ainsi un organisme indépendant à partir de 16 ka et ne reçoit plus les flots du Rhin, hormis sous la forme de résurgences phréatiques issues du cône de la Hardt responsable de la formation des oncolithes dans les dépôts vosgiens d'Horbourg. Au nord de Colmar, le cours de l'Ill est séparé du cours du Rhin au Subboréal, comme le montre le profil d'Eschau (chapitre 6), hypothèse déjà émise par Vogt (1992) sur la base de la géométrie des méandres de l'Ill au sud de Strasbourg, l'Ill reprenant ici un ancien tracé du Rhin (Fig. 300). Il est probable que l'ellipse insulaire dans laquelle s'installe le cœur de Strasbourg soit héritée de ce parcours rhénan. À la même période, le cône de la Zorn se développe dans l'espace libéré par le Rhin sur la bordure occidentale de sa plaine (chapitre 6 et Wuscher et al. 2020). Masqués par le développement de la ville de Strasbourg, les dépôts subatlantiques de la Bruche s'étalent de même au pied de la terrasse de Schiltigheim à mesure que le Rhin migre vers l'est (Flotté et al. 2014 ; Steiner et Wuscher 2015 ; Wuscher et al. 2020c).



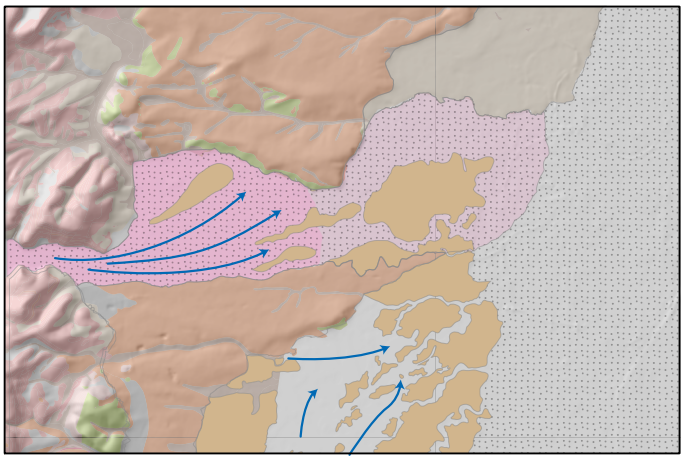
46 000 ans avant le Présent :
- des dépôts de plaine d'inondation dans la partie aval de la Basse-Bruche
- les dépôts vosgiens sont localisés au débouché des Vosges



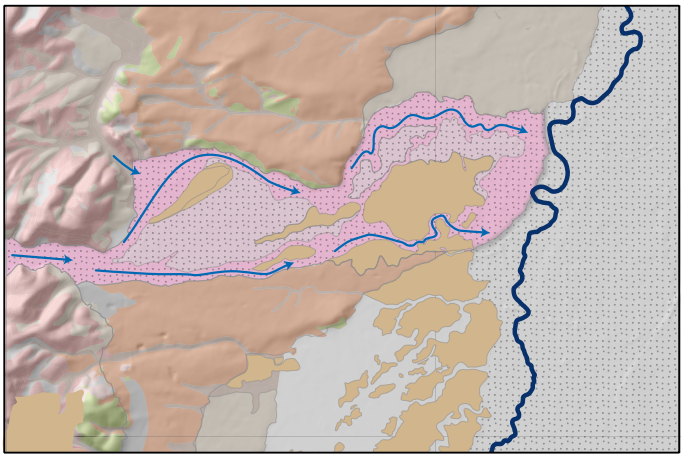
24 000 ans avant le Présent :
- la plaine du Rhin se contracte
- formation de la terrasse d'Erstein
- dépôts de loess remaniés par le Scheer, un défluent du Giessen
- extension des alluvions de la Bruche



22 000 ans avant le Présent :
- la plaine de la Bruche se contracte
- formation de la terrasse de Lingolsheim
- dépôts de loess



16 000 ans avant le Présent :
- dépôts torrentiels au débouché des Vosges



après 14 700 ans avant le Présent :
- incision des dépôts weichseliens de la Bruche
- formation de la terrasse du Roettig

à partir de 2500 ans avant le Présent :
- crues torrentielles sur la terrasse du Roettig

Fig. 299 : Proposition de reconstitution de l'évolution de la Basse-Bruche depuis 50 000 ans (figure réalisée avec l'aide de M. Chosson/Archéologie Alsace, fond de carte d'après BD Charm/BRGM). Autour de 30 ka, la plaine du Rhin se contracte et le cours d'eau façonne la terrasse d'Erstein. Cette dernière est couverte de loess dont l'extension est contrôlée par la Scheer, défluent du Giessen. À l'Holocène ancien, la plaine rhénane s'étend jusqu'au pied de la terrasse d'Erstein. Le dépôt de la nappe d'Eschau (en gris) sépare les cours de l'Ill et du Rhin à partir du Subboréal.

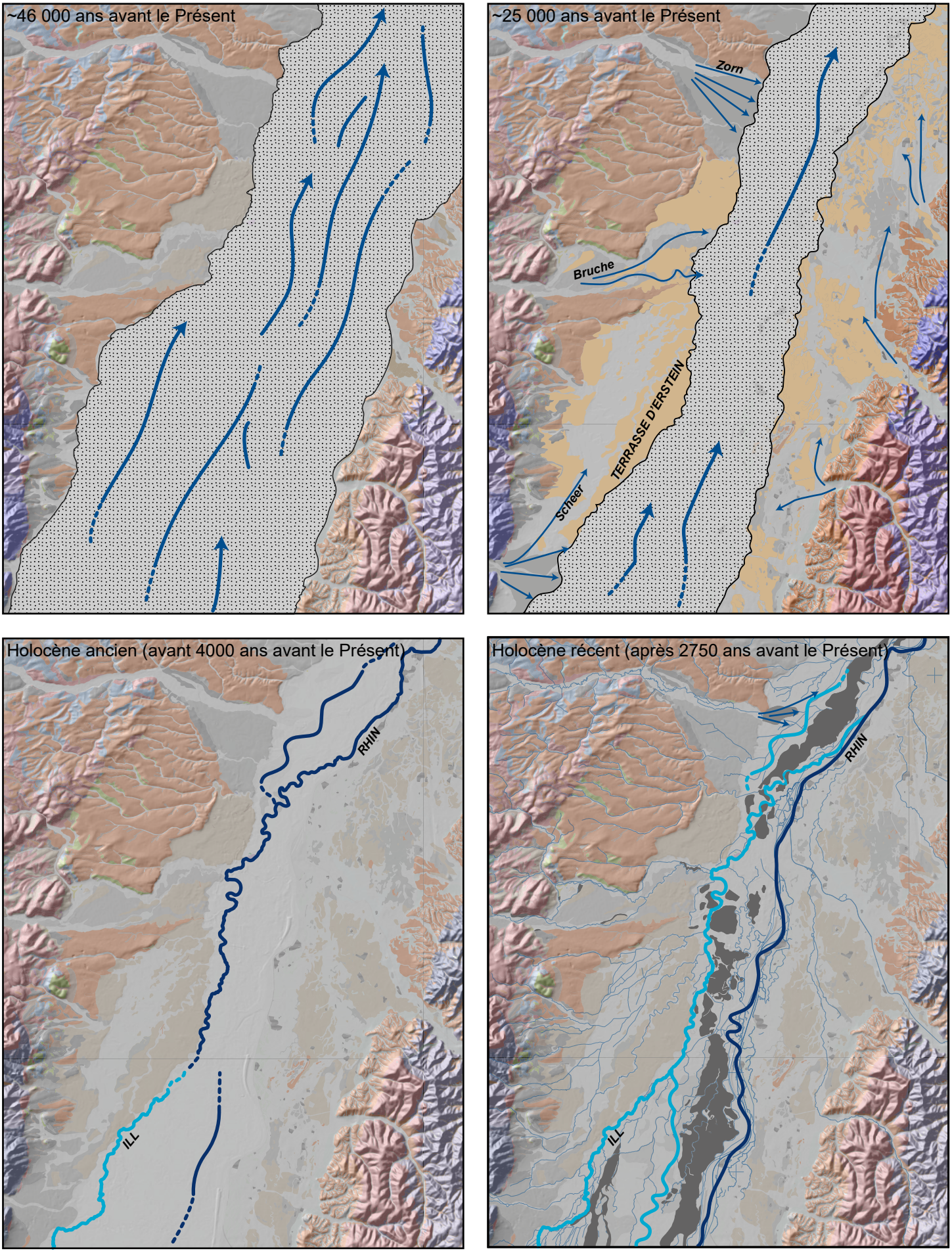


Fig. 300 : Proposition de reconstitution de l'évolution de la Plaine du Rhin autour de Strasbourg depuis 50 000 ans (figure réalisée avec l'aide de M. Chosson/Archéologie Alsace, fond de carte d'après BD Charm/BRGM).

9.3.2 Comparaisons extra-régionales

Les nécessaires comparaisons extra-régionales devraient commencer par une mise en perspective avec les profils de la rive droite du Rhin. Mais comme pour les loess du Kaiserstuhl, les travaux concernant le Weichselien et l'Holocène de la plaine rhénane dans le Bade-Wurtemberg sont anciens et n'ont pas encore été confortés par des datations numériques. Les exemples discutés ci-après ne se trouvent donc pas exactement en face de l'Alsace.

En première lecture, la plupart des ruptures observées à ce jour dans les enregistrements pédosédimentaires de la plaine d'Alsace semblent synchrones avec les enregistrements des séquences loessiques et alluviales contemporaines. La bipartition des séquences loessiques matérialisée par la couleur, la calcimétrie et la susceptibilité magnétique se retrouve ainsi dans la plupart des enregistrements paléoclimatiques et paléoenvironnementaux autour de 70 ka (e.g. Helmens 2014 ; Rasmussen et al. 2014). Dans les glaces du pôle Nord, un premier épisode froid marque la fin de l'interglaciaire eemien entre 111 et 110 ka et des pics de poussières, témoins de phases d'aridité sur les continents, sont enregistrés dès 105,5 ka (Rasmussen et al. 2014). Mais dans la durée, ce sont les phases interstadiaires qui dominent le Début Glaciaire jusqu'à 70-69 ka. Dans les enregistrements palynologiques lacustres, trois longues périodes forestières entrecoupées de deux courtes péjorations climatiques ont été mises en évidence au Début Glaciaire. À la Grande Pile, elles présentent toutes trois les mêmes assemblages floristiques caractéristiques de forêts tempérées, alors qu'au nord de l'Allemagne, en Finlande, en Pologne et en Russie, la seconde et la troisième témoignent de l'installation de forêts boréales (Helmens 2014). Vers 70 ka, le passage au Pléniglaciaire inférieur est marqué par la première avancée majeure de la calotte scandinave et de la calotte alpine, avant un retrait marqué au cours du Pléniglaciaire moyen (e.g. Helmens 2014). Dans les Vosges, cette première avancée glaciaire est plus étendue que celle du Pléniglaciaire supérieur (Seret et al. 1990 ; Occhietti et al. 2020). Cette bipartition des séquences weichseliennes est également marquée dans les successions loessiques du nord de la France, de Belgique et d'Allemagne, avec des paléosols fossilisés par des colluvions puis des loess (Antoine et al. 2016 ; Haesaerts et al. 2016 ; Schirmer 2016 ; Lehmkuhl et al. 2016). En Alsace, il est encore difficile de discuter du Début Glaciaire weichselien et du Pléniglaciaire inférieur en contexte alluvial, ces périodes étant représentées uniquement par les dépôts organiques et les alluvions fines de Vendenheim « *Isperlach* » (chapitre 8). De fait, les dépôts alluviaux de la période sont très rares, le plus souvent balayés par l'incision et remaniés par les barres de chenaux des lits en tresses développés durant le Pléniglaciaire inférieur (Mol et al. 2000 ; Peeters et al. 2016). Ce processus a probablement été accentué dans la plaine du Rhin par l'augmentation des débits liquides liée au recul de la calotte alpine au cours du Pléniglaciaire moyen, après deux avancées aux SIM 5 et 4 (Preusser et al. 2003 ; 2011 ; Heiri et al. 2014).

Alors que le Pléniglaciaire moyen est représenté par plusieurs sols bruns dans la succession loessique de Nussloch (Moine et al. 2017), par les tourbes de Gossau montrant que les piémonts suisses sont déglacés entre 60 et 30 ka (Preusser et al. 2003 ; Heiri et al. 2014) et par trois unités organo-terrigènes contenant des pollens de pin et de bouleau, datés entre 62 et 30 ka, à la Grande-Pile (Woillard, Mook 1982 ; de Beaulieu, Reille 1992), hormis à Reiningue, l'enregistrement de la période est moins complet en Alsace (9.1.2). Les raisons des hiatus observés, qui rappellent ceux du nord de la France où la période est bien souvent représentée par un horizon unique brun orangé de sol brun (Antoine et al. 2016), demandent à être mieux compris. Les remblaiements des dolines du Jura suisse datant de la fin de la période, immédiatement au sud de l'Alsace, témoignent de dépôts de pente réguliers. Ils sont liés à des alternances de gel-dégel dans un environnement mosaïqué, ouvert et humide, avec des buissons et des espaces boisés localisés révélés par les restes de faunes (Becker et al. 2009). Ces processus de versants pourraient expliquer les hiatus mis en évidence en Alsace, hypothèse déjà évoquée dans les successions loessiques de la vallée du Rhin, à hauteur de Düsseldorf (Fischer et al. 2019), ainsi qu'en Saxe (Meszner et al. 2013). Enfin, la fin du Pléniglaciaire moyen est représentée par les alluvions fines et les méandres à la surface de la terrasse d'Erstein (chapitre 6). La formation de celle-ci, ainsi que les contractions des cônes de la Thur, de la Bruche et de la Zorn (chapitre 8), et la mise en place de dépôts éoliens, sont en phase avec le Jura Suisse (Braillard et Guélat 2008) et la plupart des vallées européennes (e.g. Mol et al. 2000), notamment la vallée de la Loire (Castanet 2008) ou le Rhin aux Pays-Bas (Peters et al. 2005).

Dans le nord des Alpes, le glacier de Reuss, le plus septentrional des Alpes, une cinquantaine de kilomètres au sud-ouest de Bâle occupe sa position maximale autour de 25 ka (Gaar et al. 2019) et le retrait des glaciers alpins s'amorce dès 24 ka (Ivy-Ochs 2015), les lacs de Constance et de Zürich étant déglacés vers 18 ka, peut-être dès 20 ka (Heiri et al. 2014). Le glacier du lac de Constance occupe une position clé, puisque lors

de ses phases d'extension maximale weichseliennes, une grande partie des eaux de fonte du bassin versant alpin s'écoule vers le Danube (Ellwanger et al. 2011). Ainsi, la phase de croissance du cône de la Hardt et son incision, respectivement autour de 21 et de 16 ka à Ensisheim « *Reguisheimer* » (chapitre 6) sont étroitement contrôlées par la dynamique des glaciers alpins, corrélation déjà mise en lumière par les travaux sur la basse terrasse du Rhin autour de Bâle (Kock et al. 2009). Les interprétations sur les processus à l'origine de cette trajectoire commune sont toutefois discutées. Ainsi, le recul relativement précoce des glaciers au nord des Alpes est interprété comme la conséquence de vents méridionaux relativement chauds et secs (Gaar et al. 2019), alors que l'enregistrement du Bergsee atteste de conditions plus humides, plus favorables au développement de la végétation, entre 23,5 et 17 ka, avant une ultime installation de conditions plus fraîches précédent le réchauffement tardiglaciaire autour 14,7 ka (Duprat-Oualid et al. 2017). Dans les loess d'Alsace, la plus forte accumulation loessique prend place entre 27,5 ka et 22,2 ka à Schaffhouse-près-Seltz. Elle obéit à la variabilité climatique pluri-millénaire qui caractérise la période, aussi bien dans les loess (Antoine et al. 2009 ; 2013) que dans les alluvions du Pô et du Danube (Martinez-Lamas et al. 2020 ; Bruno et al. 2020).

Les grandes étapes du Tardiglaciaire enregistrées dans la vallée de l'Ill à Ensisheim évoquent les ruptures mises au jour aussi bien dans le Bassin de Paris (Antoine et al. 2000 ; Pastre et al. 2002) que dans les Alpes du sud (Jorda et Rosique 1994), avec notamment une incision importante et le développement de paléosols interrompus au Dryas récent. Elles n'ont pas encore été reconnues dans la vallée du Rhin où la période est pour l'instant représentée par des niveaux isolés qui n'ont pas encore été inscrits dans un schéma morphostratigraphique d'ensemble (Ertlen et Schneider, 2018). De fait, le Tardiglaciaire semble peu exprimé dans la vallée du Rhin (e.g. Dambeck et Thiemeyer 2002), ce qui est expliqué principalement par la part du contrôle géomorphologique, notamment le rôle de piège sédimentaire joué par le lac de Constance et l'établissement d'un profil d'équilibre longitudinal (Erkens et al. 2009). Pour l'Holocène, comme nous avons pu l'écrire en 2020 au sujet de Weyersheim (Wuscher et al. 2020c), « les sables et les troncs de pins du Préboréal sont en revanche très fréquents dans les grands cours d'eau, en cours de réajustement en début d'interglaciaire » (Erkens *et al.*, 2009 ; Pastre *et al.*, 2002). Le Boréal et l'Atlantique sont quant à eux représentés par des argiles organiques et par des limons beige-jaune avec des concrétions calcaires d'origine racinaire attestant d'une phase d'exondation de la plaine et de pédogénèse. Cet enregistrement rappelle celui du Bassin de Paris, « où l'Atlantique et le Boréal sont caractérisés par une stabilisation des hydrosystèmes et le développement de la forêt (Pastre *et al.*, 2014). Dans le nord du Fossé Rhénan, le Boréal se caractérise par une baisse de l'activité fluviale qui va encore s'affirmer au cours de l'Atlantique durant lequel la chênaie devient dominante dans de larges tronçons de la plaine rhénane, ce qui pourrait conforter l'idée de bas niveaux phréatiques (Bos *et al.*, 2008) ». Les dynamiques alluviales subboréales observées à Weyersheim, avec la progradation du cône de la Zorn (chapitre 8), et à Eschau, avec la mise en place de la nappe grossière d'Eschau - Gambsheim par le Rhin, correspondent à des hauts niveaux lacustres (Magny 2004) et sont synchrones d'épisodes hydrodynamiques dans la vallée du Rhin (Schirmer et al. 2005 ; Erkens et al. 2009), le bassin de Paris (Pastre et al. 2014), la vallée de la Loire (Castanet 2008) et en Pologne (Starkel et al. 2007). Le Subatlantique correspond quant à lui une métamorphose de l'ensemble des milieux sédimentaires d'Alsace, déjà mise au jour dans le Jura suisse (Guélat et Richard 2014) et représentative de tendances à l'échelle européenne (Allée et Lespez 2006). Dans les années à venir, il faudra préciser la résolution spatio-temporelle de cette rupture dans la région à partir de nouveaux profils stratigraphiques.

9.3.3 Facteurs de contrôle

Les grandes ruptures observées dans les successions loessiques d'Alsace synchrones des autres séquences européennes s'expliquent par le caractère cyclique de ces enregistrements obéissant à un contrôle climatique cyclique global (e.g. Antoine 2002 ; Marković et al. 2015 ; Schirmer 2016 ; Lehmkuhl et al. 2021). Les grandes périodes du Weichselien supérieur, du Tardiglaciaire et de l'Holocène ont également été retrouvées dans les enregistrements alluviaux alsaciens. De fait, il est admis qu'à l'échelle régionale, ce sont les changements climatiques et environnementaux qui rythment la morphogénèse des grands cours d'eau, les dynamiques et particularités locales devenant prépondérantes à plus grande échelle (Vandenberghe, 1995). Dès lors, à l'échelle des cent trente derniers millénaires, le climat apparaît donc comme le premier facteur de contrôle des trajectoires géomorphologiques et pédologiques observées. Pourtant, malgré le nombre important de datations numériques réalisées dans le cadre de cette thèse (n=100), les moments exacts des ruptures observées restent encore difficiles à dater précisément, du fait des importantes barre d'erreur de l'OSL ou de la nature des matériaux datés

et des paliers de la courbe de calibration du ^{14}C. Il est donc compliqué de réfléchir en termes d'inertie ou de rétroaction positive des différents systèmes géomorphologiques. Par ailleurs, de nombreuses questions restent ouvertes sur l'impact des variations climatiques mineures holocènes sur les dynamiques hydriques. Ainsi, la part du contrôle climatique et de facteurs autocycliques restent largement discutée dans le Fossé rhénan (Schirmer et al. 2005 ; Erkens et al. 2009). Par ailleurs, les hauts niveaux lacustres du Jura, corrélés à des périodes plus fraîches et plus humides (Magny 2004), sont couramment utilisés comme référence pour comprendre les paléodynamiques alluviales, alors que l'étude des cernes de croissance des arbres du sud-ouest de l'Allemagne et du nord-est de la France donne un signal différent (Tegel et al. 2020). Ici, les périodes relativement plus chaudes de l'Antiquité tardive, du Moyen-Age et de la période sub-actuelle sont caractérisées par des niveaux phréatiques élevés, alors qu'à l'inverse les périodes plus froides des VI-VIIe de notre ère et des XIV-XVIIIe siècles sont marquées par des bas niveaux. Enfin, les conditions climatiques moyennes ont un impact modéré sur les trajectoires géomorphologiques, au contraire de la saisonnalité ou de l'intensité des pluies (e.g. Provansal et Leveau 2006).

Dans la vallée du Rhin, si les ruptures morphosédimentaires observées sont largement sous contrôle climatique, leurs expressions spatiales sont fortement conditionnées par les formes du relief. Le rôle géomorphologique joué par le glacier du lac de Constance a déjà été évoqué. Après la déglaciation, le lac est devenu un piège à sédiments, dont l'impact sur la longue durée paraît plus important que l'oscillation climatique du Dryas récent (Erkens et al. 2009). En Alsace, les formes des cônes de déjection de la Thur, de la Bruche et de la Zorn n'ont quant à elles pas de rapport avec les tailles des bassin-versants et sont largement contrôlées par les espaces laissés disponibles par le Rhin en périphérie de sa plaine. Les dynamiques alluviales rhénanes conditionnent également la géométrie de la vallée de l'Ill qui reprend ses méandres holocènes autour de Strasbourg, tout comme la Moder au nord de la région. L'alluvionnement préboréal de Weyersheim doit quant à lui être mis en relation avec l'incision du cône de la Hardt révélée à l'amont par un système de terrasses d'ablation qui s'expriment de Bâle à Neuf-Brisach (Kock et al. 2009). Dans cette perspective, les processus morphogénétiques contemporains de la formation de la nappe d'Eschau demandent à être révélés à l'amont. Enfin, dans la vallée de l'Ill, la pente amont-aval deux fois plus importante que celle du Rhin entre Mulhouse et Colmar exerce également un contrôle prédominant. Ainsi, les cours parallèles de l'Ill et de la Vieille-Thur et le dénivelé important entre la première et la seconde pourraient s'expliquer par le dépôt d'un lobe du cône de la Thur et par l'alluvionnement de l'Ill qui séparerait les deux cours d'eau, à l'image du cône de la Hardt et de la terrasse d'Eschau qui séparent l'Ill et le Rhin. Sur le pas de temps considéré, les observations présentées ici ne permettent donc pas d'étayer le modèle élaboré par Vogt (1992) dans lequel la subsidence d'un large sillon au pied des Vosges et une remontée relative du cône de la Hardt sous l'effet des diapirs expliqueraient l'agencement des formes du relief du secteur. Il faut toutefois admettre que les éléments de comparaison indispensables à une interprétation fiable des phénomènes observés sont rares. Ainsi, les trajectoires géomorphologiques des vallées alluviales ont surtout été abordées dans les secteurs en surrection relative propices au façonnement de terrasses (e.g. Bridgland et al. 2009) ou, à l'inverse, à partir de carottages dans les vallées en subsidence (e.g. Peeters et al. 2016 ; Campo et al. 2020). Le Fossé rhénan dont la surface est marquée par des cônes et des terrasses, aux formes certes très diffuses, présente une configuration mixte entre ces deux systèmes géomorphologiques. Dans cette perspective, le fossé de la Limagne, dont la formation est contemporaine (chapitre 1), a suivi une trajectoire différente depuis 3 Ma d'années du fait du mouvement surrectif général de la région (Pastre 2005). On regrettera enfin que l'abondante littérature géomorphologique dédiée aux cônes se soit surtout concentrée sur les formations présentant des pentes nettement supérieures à celles des formations alsaciennes (e.g. Mather et al. 2017 ; Walk et al. 2019).

Alors que le climat et le contrôle exercé par les formes du relief paraissent prédominants en Alsace, les déformations cassantes de Bischoffsheim (chapitre 5) rappellent de façon spectaculaire les effets de la tectonique. L'interprétation de ces formes est toujours délicate (e.g. Špaček et al. 2017 ; Bertran et al. 2020) et les déformations liées à la fonte du pergélisol ou à des sapements du versant par une rivière sont fréquents dans le nord de la France ou le Bassin de Paris, comme par exemple à Changis-sur-Marne (Bayle et al. 2013) ou à Waziers (Locht et al. 2014). À Bischoffsheim, la taille des compartiments, de 4 à 5 m de long, et l'ampleur des rejets, près d'1 m, semblent plutôt liées à un séisme. La position stratigraphique de ces déformations qui remanient les unités attribuées au Weichselien moyen semblent conforter l'hypothèse de séismes de magnitude 6 à 6,5 Mw avec une récurrence d'environ 25 000 ans avancée à Achenheim (Lemeille et al. 1999). De fait, à l'échelle des derniers millions d'années, la néotectonique a laissé une empreinte marquée sur les piémonts vosgiens et est responsable notamment de la répartition des terrasses alluviales vosgiennes, absentes autour

du cône de la Thur, mais bien représentées dans les vallées de la Bruche et de la Zorn (Vogt 1992). À l'échelle des cent trente derniers millénaires son influence est en revanche plus discrète. Elle n'est pas responsable de la morphologie de la plaine de l'Ill et du Ried de l'Andlau. Les flexures évoquées par Vogt (1992) au sommet du cône de la Hardt n'ont quant à elles pas été retrouvées et demanderaient un investissement spécifique à partir des données Lidar et de fosses pédologiques. Dans les plaines alluviales, le rôle de la tectonique est toutefois davantage à considérer en terme surrection/subsidence contrôlant des modifications du niveau de base et influant donc sur les tendances à l'incision ou aux dépôts et les styles fluviaux. Dans cette perspective, les alluvions boueuses boréales d'Ensisheim (chapitre 7) interrogent. Elles n'ont pas d'équivalents connus dans la région ou dans les régions voisines, mais sont synchrones d'une des fourchettes d'activité sismique révélées au sud de la région (Ferry et al. 2005). Si les successions stratigraphiques et les calages chronologiques exposés par la thèse constituent clairement une base pour révéler l'impact de la tectonique sur les formes du relief durant les cent trente derniers millénaires, ce travail commence à peine. Ce travail devra se nourrir d'approches morphométriques des formes du relief, de prospections géophysiques et de nouveaux profils, répartis de manière aléatoire pour continuer le travail de maillage régional commencé dans cette thèse et de façon plus ciblée dans des secteurs clés choisis selon des critères topographiques et structuraux.

9.4. Géoarchéologie et Anthropocène

La discussion pédosédimentaire et géomorphologique présentée ici est alimentée principalement par les données de l'archéologie préventive. Motivée d'abord par une nécessité patrimoniale, sauver les vestiges de notre passé avant leur destruction par les travaux d'aménagements du territoire, la discipline permet donc un profond renouveau des approches géomorphologiques régionales. En retour ces dernières permettent une lecture plus sûre des données archéologiques et une meilleure compréhension des sociétés anciennes.

Les thématiques géoarchéologiques en chantier (e.g. Borderie et al. 2020 ; Wuscher et al. 2020a) dépassent largement le cadre de la présente thèse. Trois points sont évoqués ici : (i) la taphonomie des vestiges archéologiques, (ii) les ressources et (iii) l'impact des sociétés sur l'environnement. Le premier sera exposé à partir des exemples du Paléolithique moyen récent et du Paléolithique supérieur ancien (de 130 à 16 ka) et du Mésolithique (9600-5300 avant notre ère), le second à partir d'exemples paléolithiques et protohistoriques (jusqu'au changement d'ère) et le troisième à partir d'un focus sur la Protohistoire (de 950 à 25 avant notre ère) et d'exemples du XIXe siècle.

9.4.1 Taphonomie des sites

Le premier intérêt archéologique de cette thèse est d'ordre taphonomique. Nous avons montré avec les membres du PCR PaleoEls que « hormis dans le Sud-Ouest et le Bassin de Paris, la richesse des témoins archéologiques menacés par les travaux d'aménagements du territoire et les possibilités d'approches extensives par l'archéologie préventive n'ont été prises en compte que récemment. L'Alsace n'échappe pas à ce constat, et malgré l'existence de quelques sites de référence intensément étudiés depuis le début du XIXe siècle (Achenheim et Oberlarg par exemple), la recherche sur la Préhistoire ancienne s'y est peu développée ces dernières décennies, principalement en raison du peu d'acteurs locaux investis sur la thématique. Les vestiges paléolithiques ont longtemps été jugés trop rares, par manque de matière première de qualité, ou trop difficiles à détecter à cause des épaisses couvertures sédimentaires » (Wuscher et al. 2021). Pour redynamiser la recherche régionale sur le Paléolithique et le Mésolithique, un programme de recherche, le PCR PaleoEls, s'est donc fixé pour objectifs de vérifier les indices connus et de réexaminer les collections archéologiques (Wuscher et al. 2016 ; Wuscher et al. 2021).

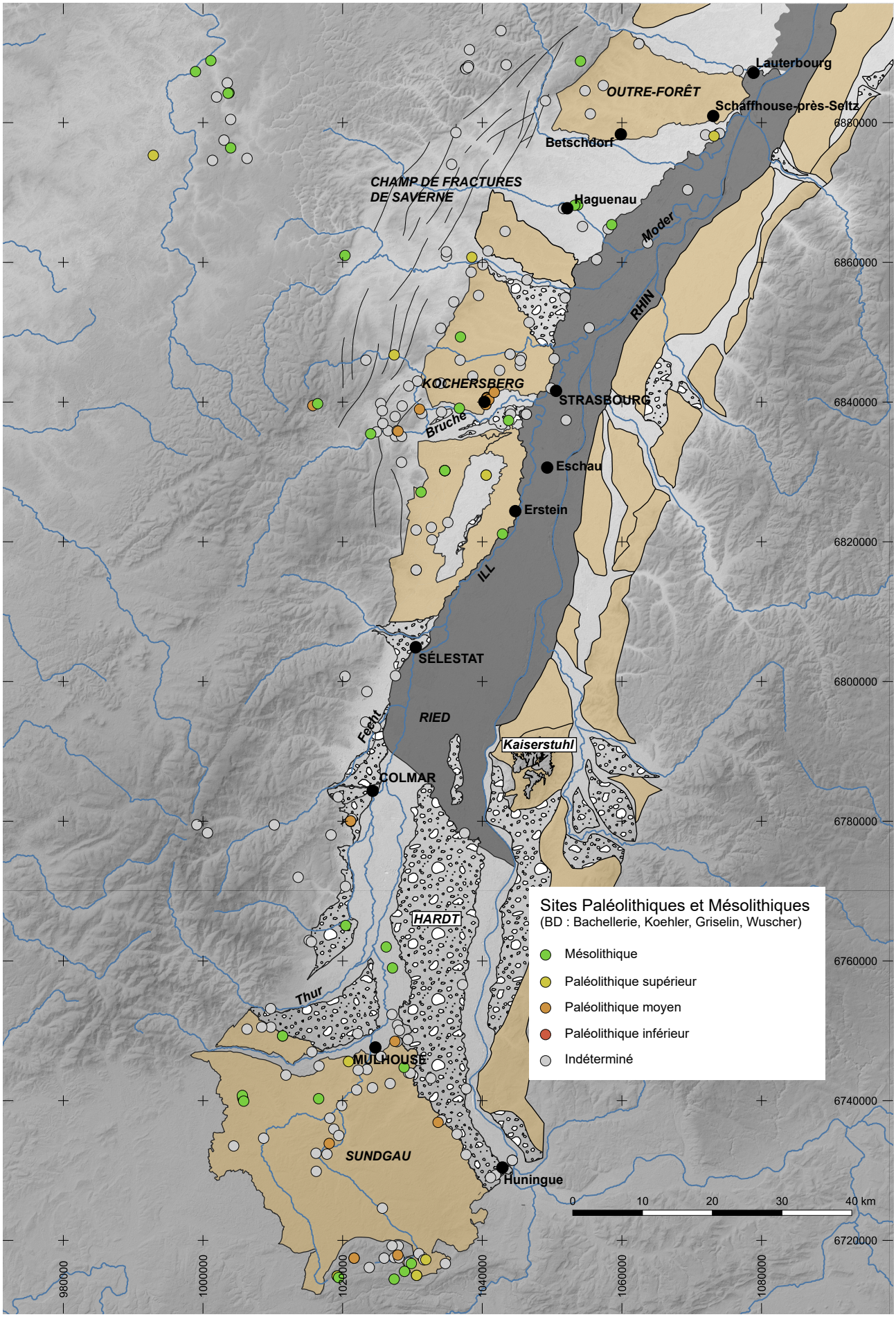
Dans le cadre du PCR PaleoEls, les travaux d'Héloïse Koehler, Sylvain Griselin et François Bachellerie ont permis de recenser 132 indices paléolithiques en Alsace, globalement peu documentés par la littérature existante (Wuscher et al. 2021). Ces indices sont répartis sur l'ensemble de la région, mais des densités plus importantes sont notées le long du piémont des Vosges, autour des vallées de la Bruche et dans le Sundgau (Fig. 301). Des vides apparaissent dans la plaine du Rhin entre Colmar et le sud de Strasbourg, mais également sur la terrasse d'Erstein et dans le Ried de l'Andlau (Fig. 301). Par ailleurs, les sites de plaine sont constitués exclusivement de restes osseux, comme par exemple à Bischwiller et Huningue. Les sites qui ont livré de l'in-

dustrie sont quant à eux localisés sur les piémonts vosgiens, comme par exemple Mutzig. Comme nous l'avons écrit en 2021 (Wuscher et al. 2021), « une attribution chronologique, plus ou moins précise, a pu être proposée pour 56 indices de sites (Fig. 301). En l'état, 19 indices peuvent ainsi être attribués au Paléolithique supérieur. Néanmoins la plupart d'entre eux, généralement reconnus uniquement par la présence de quelques pièces lithiques mal positionnées, restent très partiels et imprécis puisque sur les 19 recensés, près d'une quinzaine sont incertains. Il apparait alors compliqué, faute d'éléments clairement diagnostics, d'affiner l'attribution chrono-culturelle de la plupart de ces assemblages au sein du Paléolithique supérieur. D'autant que le contexte stratigraphique et la profondeur de découverte de ces éléments isolés sont presque toujours inconnus. Pour l'heure, le Paléolithique supérieur ancien n'est documenté de manière certaine que sur le site d'Achenheim (Junkmanns 1995) et d'Holtzheim (Forrer 1920) (…) et semblent fréquemment associés à des gleys de toundra (« lœss grisâtres » dans la littérature). Les sites et indices de sites attribués au Paléolithique moyen sont plus nombreux que ceux du Paléolithique supérieur (n=28) (…). La très longue durée de la période par rapport au Paléolithique supérieur pourrait en être une des causes. On retrouve une qualité très inégale de la donnée, certains (rares) gisements ayant fait l'objet de fouilles minutieuses et pluridisciplinaires et sont relativement bien datés (…). Ce sont ainsi les gisements de Mutzig (Sainty 1992 ; Koehler et al. 2016a) et d'Achenheim-Hangenbieten (Sainty et Thévenin 1978) qui, sans surprise, fournissent l'essentiel des informations. À leur côté, une série de découvertes plus sporadiques mais en stratigraphie peuvent être mentionnées, telles que (…) les découvertes fortuites d'Eguisheim (Murer et al. 2016) ou celles de Riedisheim (Thévenin 1972). Ces gisements « avérés » sont situés plutôt en marge du piémont vosgien, au Sud et au Nord de l'Alsace, dans des contextes soit lœssiques, à profondeur variable (entre 2 et 20 m de profondeur), soit en pied de falaise (abris) (…). Finalement, bien que la qualité de l'information soit très inégale d'un gisement à l'autre, celle-ci semble toutefois suffisante pour permettre un premier essai de synthèse chronologique (Koehler et al. 2020) ».

Sylvain Griselin relève quant à lui 36 entités indiscutablement attribuées au Mésolithique (Wuscher et al. 2019). Elles se répartissent sur l'ensemble de la région, mais sont absentes de façon notable sur le cône de la Hardt et dans l'espace balayé par le Rhin au cours de l'Holocène (Fig. 301). Comme pour le Paléolithique, la documentation livrée par la littérature existante permet difficilement de caractériser les contextes géomorphologiques favorables à la conservation de ces sites à l'échelle régionale, la majorité des indices mésolithiques ayant été trouvés en surface ou dans le cadre de la fouille d'abris dans le sud et l'ouest de l'Alsace. Comme nous l'avons écrit en 2020 (Wuscher et al. 2020b), le Mésolithique « s'inscrit dans une période tempérée caractérisée par un couvert forestier étendu. Les vestiges de la période sont parfois représentés par des fosses et des sépultures, mais le plus souvent par des concentrations de mobilier (Ducrocq 2010). Sur la majeure partie des terrains menacés par des travaux d'aménagement du territoire, notamment les plateaux ou les versants, la rareté des dépôts sédimentaires de la période n'as pas été favorable à la conservation des gisements, même si des petits talwegs ont pu piéger du mobilier ou si des restes lithiques ont pu être enterrés par la faune du sol (Wuscher et al. 2012) ou piégés dans des chablis (Ducrocq 2010). Des successions stratigraphiques de la période sont toutefois conservées en fonds de vallées, en contexte sableux et au pied de certains versants. Mais, même dans ces contextes topographiques particuliers, les vestiges sont généralement dilatés du fait des processus pédologiques (bioturbations) qui caractérisent l'Holocène avant les défrichements néolithiques et protohistoriques (Ducrocq 2010 ; Confalonieri, Le Jeune 2012). Bien souvent, les vestiges du Mésolithique apparaissent donc au même niveau que les vestiges et les structures en creux des périodes plus récentes ».

L'approche combinant géomorphologie et reprise des indices archéologiques développée ces dernières années a directement contribué à la découverte de quatre sites archéologiques paléolithiques (Schneikert, 2017; Croutsch et alii, 2017 ; Wuscher, 2018) et de trois sites mésolithiques (Blondeau 2018 ; Roth-Zehner et al. 2019 ; Vauthier et al. 2019). À l'échelle du Paléolithique, la localisation des vestiges obéit à la structure géomorphologique de la région, avec des sites probablement mal conservés dans les sédiments grossiers des plaines alluviales dans le Haut-Rhin et des sites immergés difficiles d'accès dans le Bas-Rhin. Si la chronostratigraphie des paléosols et des dépôts des versants loessiques est moins bien connue que dans le nord de la France et que le nombre d'indices et de sites fiables bien datés est encore relativement faible, la région présente des contextes taphonomiques favorables variés, permettant des approches territoriales à partir d'une mise en relation d'occupations dans des environnements différents (Koehler et al. 2020). Les vestiges mésolithiques d'Ensisheim, de Sausheim et d'Oberhergheim apparaissent quant à eux au même niveau que les vestiges et

Fig. 301 : Ci-contre, localisation des sites paléolithiques et mésolithiques révisés par François Bachellerie, Héloïse Koehler et Sylvain Griselin (Wuscher et al. 2016, fond de carte d'après BD Charm/BRGM et https://www.lgrb-bw.de/geologie).).


Lauterbourg
OUTRE-FORÊT
Schaffhouse-près-Seltz
Betschdorf
CHAMP DE FRACTURES DE SAVERNE
Haguenau
Moder
RHIN
KOCHERSBERG
STRASBOURG
Bruche
Eschau
Erstein
ILL
SÉLESTAT
RIED
Fecht
Kaiserstuhl
COLMAR
HARDT
Thur
MULHOUSE
SUNDGAU
Huningue
Sites Paléolithiques et Mésolithiques
(BD : Bachellerie, Koehler, Griselin, Wuscher)
Mésolithique
Paléolithique supérieur
Paléolithique moyen
Paléolithique inférieur
Indéterminé
0 10 20 30 40 km
6880000
6860000
6840000
6820000
6800000
6780000
6760000
6740000
6720000
980000
1000000
1020000
1040000
1060000
1080000

les structures en creux des périodes plus récentes, confortant ainsi le schéma général connu dans le nord de la France. Ils confirment la richesse archéologique des plaines alluviales, même si les sédiments fins présentant le potentiel le plus important sont moins épais et moins étendus que dans le bassin de Paris et que certains secteurs ont été balayés par des chenaux larges et dynamiques au cours de l'Holocène. Ce constat vaut pour le Mésolithique, mais également pour le Néolithique, dont la phase ancienne, le Rubané, n'est pas représentée dans la plaine du Rhin (travaux en cours avec Clément Féliu, Christophe Croutsch, Bertrand Perrin et Nicolas Steiner dans le cadre du 29e Congrès préhistorique de France). Clairement, l'absence de vestiges de la période n'est pas ici exclusivement liée aux divagations du fleuve. Elle s'explique aussi par des occupations plus diffuses que les habitats bâtis dans les loess, illustrées par les objets, lame et fragments de meules, découverts à Weyersheim (Rault et al. 2018). La formation de base des archéologues aux sciences de la terre, ainsi que les moyens limités et le rythme soutenu des diagnostics, ont été, jusqu'à l'arrivée dans la dernière décennnie de paléolithiciens dans la région, une contrainte à la découverte du mobilier archéologique hors structures en creux, y compris pour la Protohistoire (Wuscher et al. 2021). Une meilleure sensibilisation de l'ensemble des archéologues à la taphonomie devrait régler définitivement ce problème.

9.4.2 Ressources et dynamiques d'occupation du territoire

Les vestiges paléolithiques connus dans la plaine sont représentés uniquement par des restes fauniques. Comme nous l'avons écrit en 2021 (Wuscher et al. 2021), « s'agissant pour la plupart de découvertes anciennes, l'absence d'analyses archéozoologiques ne permet pas de préjuger d'éventuelles traces d'anthropisation sur ces vestiges, d'autant que les traces de découpe sur les grands mammifères tels que les mammouths ne sont pas toujours inscrites dans les ossements, du fait des grands volumes de viandes (voir par exemple Mussi, Villa 2008). Ces indices ne doivent donc pas être considérés trop rapidement comme sites paléontologiques *sensu stricto* ». Ils montrent de façon claire la richesse des ressources cynégétiques de la plaine d'Alsace tout au long du Quaternaire.

Dans le cône de la Zorn, la découverte de restes végétaux weichseliens montre que les conditions taphonomiques pourraient être favorables à la conservation de restes en matériaux périssables, comme par exemple à Schöningen en Allemagne (e.g. Serangeli et al. 2015). Les conditions environnementales durant le Weichselien supérieur, avec le dépôt de larges étendues de sables soufflés ont en revanche pu représenter une contrainte pour les occupations humaines, comme dans les Landes de Gascogne (Bertran et al. 2013), à une échelle certes nettement plus réduite. La difficulté d'accès à l'eau et le caractère relativement aride du cône de la Zorn dans le secteur où la couverture éolienne sableuse weichselienne est la plus épaisse, autour de Brumath « *Herrenwald* », ont également pu représenter une contrainte qui pourrait expliquer le peu d'indices d'occupation humaine découverts dans le secteur (e.g. Schneikert 2015). De fait l'appréciation des ressources en eau à disposition des sociétés anciennes passe par l'étude des formations quaternaires régionales (Wuscher 2020).

Dans la vallée de l'Ill, l'hétérogénéité de détail des formations pédosédimentaires mises au jour, avec des nappes de graviers et une couverture limono-argileuse plus ou moins épaisse, suggère un paysage en mosaïque. Les paléosols révèlent quant à eux l'existence locale de zones mal drainées qui ont pu accueillir des ripisylves et des prairies humides. Les profils exposés ici montrent toutefois un déplacement de ces environnements, avec des vertisols fossilisés pour certains avant la seconde moitié du Boréal dans la partie amont de la vallée de l'Ill et un sol iso-humique mal drainé qui se développe entre le début du Subboréal et le changement d'ère à Horbourg-Wihr. Dans la partie amont de la vallée de l'Ill, le caractère acide des sédiments n'a pas permis la conservation de coquilles de mollusques et aucun dépôt propice à une étude palynologique n'a encore été mis en évidence. Ainsi, les données paléoenvironnementales font défaut pour l'instant. Les études carpologiques en cours à Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » (Emmanuelle Bonnaire/Archéologie Alsace) devraient donc apporter des éléments majeurs pour reconstituer les ressources et les pratiques agro-pastorales dans la vallée. Les secteurs les plus exposés aux crues torrentielles subatlantiques en aval d'Horbourg sont occupés par des ensembles funéraires protohistoriques, mais aussi par des structures domestiques du Halstatt à l'époque romaine (Vergnaud et al. 2013). Ce paradoxe apparent a déjà été observé sur les piémonts pyrénéens (Wuscher, Pezin 2010) et dans la vallée du Rhin (Wuscher et al. 2020c). Si les crues sont très espacées dans le temps, il est possible que les sociétés n'en aient pas forcément gardé la mémoire. L'arrivée de populations étrangères qui ne connaissent pas bien la région n'est pas non plus à exclure. Travailler sur ces interactions entre sociétés et évolutions des milieux suppose de bien s'assurer de la contemporanéité des enregistrements géomorpho-

logiques et archéologiques (e.g. Kuzucuoğlu, 2012), ce qui passera nécessairement par une multiplication de coupes avec des calages archéologiques robustes et des datations numériques.

9.4.3 L'impact anthropique sur l'environnement

Au bord du Neubaechel, l'impact des sociétés sur l'érosion est précoce, dès le Néolithique (chapitre 8). Cet enregistrement ancien rappelle celui d'Habsheim (Froehlicher et al. 2016) ou encore Mittelhausen (Schneider et Ertlen 2017). Toutefois, les preuves de l'impact anthropique sur les versants ne se multiplient qu'au cours de la Protohistoire (Ertlen et al. 2012 ; Schneider et Ertlen 2017). De fait, les datations obtenues dans le cadre de la thèse confirment cette tendance, synchrone d'un accroissement de la torrentialité dans les vallées de l'Ill, de la Thur et de la Bruche (Fig. 296). Des tendances similaires ont été mises en évidence notamment en Allemagne (Dreibrodt et al. 2010), en Lorraine (Gebhardt et al. 2014), dans la plaine de la Limagne (Mayoral et al. 2020) et dans l'ensemble de l'Europe (e.g. Allée et Lespez 2006)

Dans la plaine du Rhin, au sud de Karslruhe, les enregistrements polliniques attestent dès le Néolithique de l'impact anthropique sur la végétation. Mais le contrôle exercé par les sociétés ne devient prégnant qu'au cours de l'âge du Bronze et surtout à partir de l'âge du Fer (Bos et al. 2008), tout comme dans les Vosges du nord (800 cal BC ; Gouriveau et al. 2020). Dans les Vosges, les pratiques agropastorales basées sur le feu se développent surtout à partir de la Protohistoire (Goepp 2007). Dans la plaine d'Alsace, l'anthracologie témoigne de forêts encore relativement denses au Néolithique et du développement de la hêtraie à l'âge du Bronze. Le couvert végétal change radicalement à partir de la fin du premier âge du Fer et les charbons témoignent d'un milieu ouvert. Au cours du second âge du Fer, à partir de 450 avant notre ère, des agrosystèmes complexes se mettent en place, caractérisés notamment par le développement des haies, l'exploitation des chênes par rejet de souches et des trajectoires socio-environnementales différentes en fonction des sites (Nocus 2014). Pourtant, si le Subatlantique apparaît comme une véritable rupture géomorphologique et environnementale, il n'y a pas vraiment d'évolution nette de la densité des sites d'habitats avant la Tène final, avant le milieu du IIe siècle avant notre ère (travaux en cours avec Clément Féliu, Matthieu Michler et Estelle Rault dans le cadre du 29e Congrès préhistorique de France)

De fait, nous avons rappelé en 2020 (Wuscher et al. 2020c) qu'à l'Holocène récent, « d'importants changements environnementaux ont été mis en évidence dans les milieux humides alsaciens par la palynologie, mais les tendances observées deviennent très locales. Ainsi, à Roeschwoog, dans un large paléo-chenal rhénan d'environ 50 m de large remblayé entre le premier millénaire et le changement d'ère, les déboisements de l'âge du Bronze laissent intacte la ripisylve. Elle sera défrichée au Hallstatt et à La Tène ancienne, probablement pour des pâturages qui seront à nouveau recolonisés par l'aulnaie dans la seconde partie de La Tène (Vigreux *et al.*, 2012). Dans le Sundgau, à Hagenthal, dans la vallée du Kirchbach, le fond de vallée est en revanche occupé par une aulnaie pendant l'Âge du Fer et la période romaine. Des prairies de fauche sont aménagées à partir du début du Moyen-Âge (Richard *et al*., 2016). Dans une mare antique à proximité du Giessen à Scherwiller, l'aulnaie reste également très présente à la période antique, alors que le milieu alentour est ouvert (Vigreux *et al.*, 2011). Ces trajectoires contrastées pourraient témoigner d'une tendance à la spécialisation agro-pastorale des terroirs alsaciens, sans commune mesure avec les périodes antérieures ». Cette diversification des trajectoires environnementales et géomorphologiques à partir du Subatlantique a déjà été soulignée dans le Bassin parisien (Pastre et al. 2006 ; 2014) et en Allemagne (Dreibrodt et al. 2010).

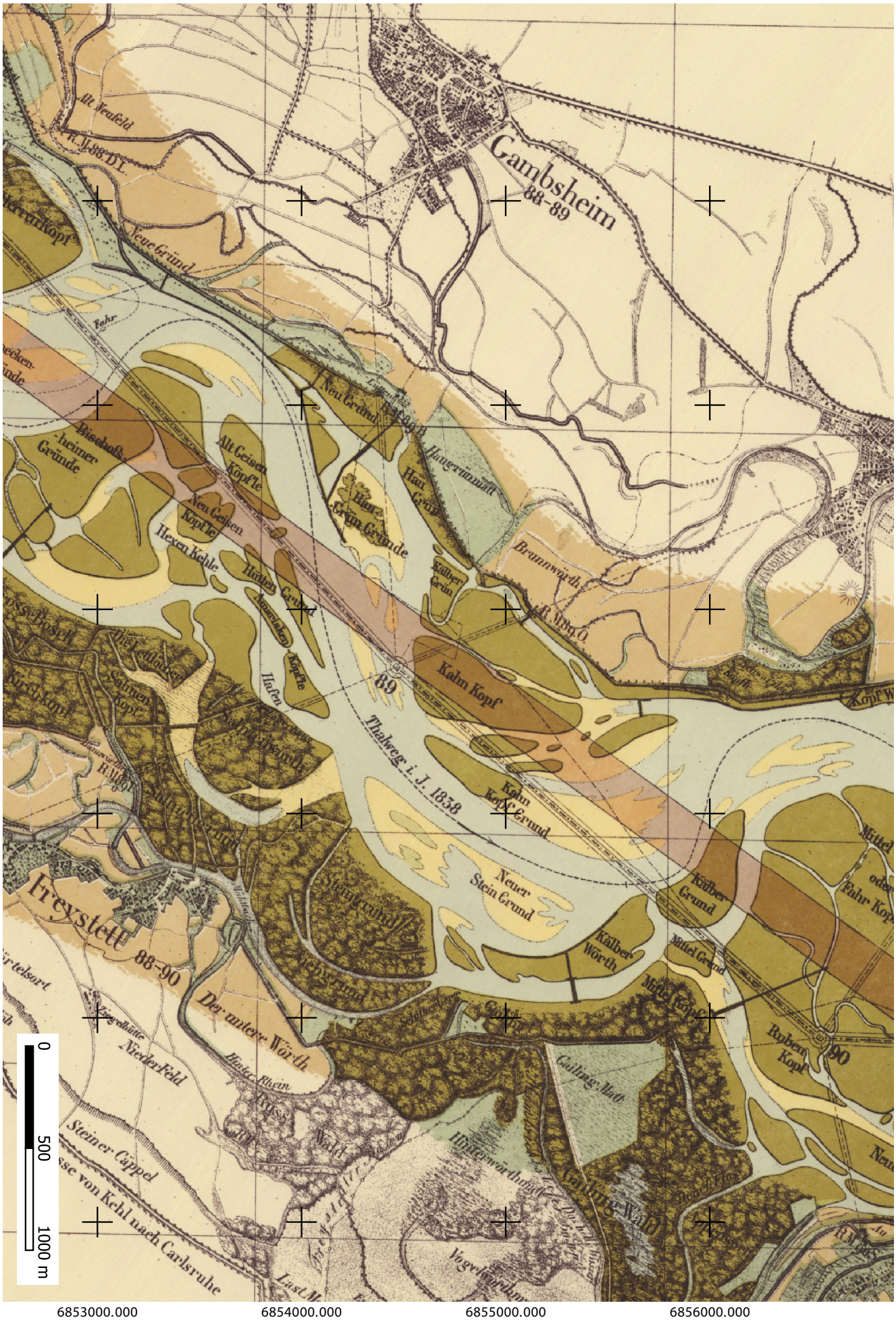
Dans la plaine du Rhin, au moins à partir du Moyen-Age, les sociétés interviennent directement sur les tracés des cours, comme à Ensisheim, où le *Quatelbach* fait un coude à angle droit pour alimenter le fossé d'enceinte de la ville (chapitre 7). D'importants aménagements hydrologiques sont également notés autour du canal de Krafft, un paléochenal du Rhin au sud d'Erstein, pour protéger Strasbourg des crues à partir du Moyen-Age (Humbert, Maire 1984). Ces travaux seront à leur paroxysme dans la seconde moitié du XIXe siècle (Herget et al. 2005). En Alsace, l'artificialisation des cours d'eau peut également être illustrée par la rectification du Rhin à hauteur de Gambsheim (Fig. 302) et la canalisation de l'Ehn à Obernai (Fig. 303). L'impact des aménagements liés aux mines de potasse dans la vallée de la Thur qui ont provoqué une instabilité récente du lit, avec localement une incision de plus 5 m (Maire, Cloots 1984), peut également être rappelé. L'impact grandissant des aménagements des lits fluviaux est considéré comme une caractéristique majeur de l'Holocène récent et un élément fondamental à prendre en compte dans les discussions sur l'Anthropocène (Lespez 2012). Enfin,

comme souligné en 2020 (Wuscher et al. 2020a) , « l'extension et l'ampleur des terrassements soumis aux travaux d'archéologie préventive, comme par exemple les travaux du contournement ouest de Strasbourg ou l'extension de la zone commerciale de Lampertheim au nord de Strasbourg, montrent que les remaniements contemporains sont absolument sans commune mesure avec les expressions sédimentaires protohistoriques et historiques. Leur quantification systématique apporterait des données locales complémentaires aux travaux en cours sur les faciès, les marqueurs géochimiques et les bilans sédimentaires de l'Anthropocène à partir du milieu du XXe siècle (Waters et al. 2018) ». Ce point de vue a été jugé intéressant et singulier par Zalasiewicz et al. (2021) qui soulignent que la plupart des chercheurs en sciences historiques ont tendance à proposer des datations très anciennes pour le début de l'Anthropocène, sans que ces propositions ne soient fondées sur des enregistrements sédimentaires. La relecture des trajectoires géomorphologiques alsaciennes depuis cent trente mille ans permet une plus juste appréciation de l'empreinte environnementale des sociétés. Dans la région, les remblais et excavations des 50 dernières années pourrait ainsi occuper un volume comparable à celui des dépôts du dernier maximum glaciaire. D'un point de vue pédosédimentaire, il donc pertinent de parler d'Anthropocène pour la période qui démarre au milieu du XXe siècle. Il est temps maintenant de passer à une approche quantitative, en complétant les données existantes sur le Pléistocène supérieur (e.g. Frechen et al. 2003 ; Bertran et al. 2021) et sur l'Holocène (e.g. Houben 2008 ; Verstraeten et al. 2009 ; Houben et al. 2013) avec les profils alsaciens et en intégrant les volumes remaniés par les terrassements contemporains tels que ceux du Contournement Ouest de Strasbourg ou des nombreuses gravières de la région.



Fig. 302 : Vue drone du tracé de l'Ehn à Obernai qui sert à alimenter le fossé d'enceinte de la ville médiévale (en bleu), avant sa canalisation au XIXe siècle (en rouge), notamment pour alimenter une fabrique, autour de 1920 (photographie : Archéologie Alsace, fouille sous la direction d'Adrien Vuillemin et de Florent Minot).

Fig. 303 : Extrait de la carte dite « de Tulla » à hauteur de Gambsheim (Karte über den Lauf des Rheins, 1838).


Gambsheim
88-89
Freystett
88-90
Der unterer Wörth
Kahn Kopf
Thalweg i. J. 1838
Neuer Stein Grund
Kälber Grund
Kälber Wörth
Mittel Grund
Mittel Kopf
Rubens Kopf
90
89
Steiner Cäppel
Niederfeld
Hinterwörthwald
Carlinger Wald
Vogelwarthkopf
Neue Gründ
Neu Grund
Alt Geisen Kopfle
Neu Geisen Kopfle
Hexen Kehle
Hinten Grund
Haut Grün
Hangerümatt
Braunwarth
Kälber Grün
Haften
Mittel Kopf
Fahr Kopf
Kahn Kopf Grund
Steingrundwald
Alt Neufeld
Neue Gründ
Fahr
Bisebolsheimer Gründe
Thal Leitlacken
Saligen Kopf
Kurz Kopf
Hinten Grund
Amerikaner Köpfle
Kälber Grün
Kahn Kopf
Kopf W
Mittel
oder
Fahr Kop
Kälber Grund
Kälber Wörth
Mittel Grund
Mittel Kopf
Rubens Kopf
90
Carlinger Wald
Hinterwörthwald
Vogelwarthkopf
Steiner Cäppel
Niederfeld
Der unterer Wörth
Freystett
88-90
Thalweg i. J. 1838
Kahn Kopf
89
Gambsheim
88-89
Neue Gründ
Neu Grund
Alt Neufeld
Fahr
Bisebolsheimer Gründe
Alt Geisen Kopfle
Neu Geisen Kopfle
Hexen Kehle
Hinten Grund
Haut Grün
Hangerümatt
Braunwarth
Kälber Grün
Haften
Amerikaner Köpfle
Thal Leitlacken
Saligen Kopf
Kurz Kopf
Steingrundwald
Kahn Kopf Grund
Kälber Grund
Kälber Wörth
Mittel Grund
Mittel Kopf
Rubens Kopf
90
Carlinger Wald
Hinterwörthwald
Vogelwarthkopf
Steiner Cäppel
Niederfeld
Der unterer Wörth
Freystett
88-90
Thalweg i. J. 1838
Kahn Kopf
89
Gambsheim
88-89
0
500
1000 m
1060000.000
1061000.000
1062000.000
1063000.000
1064000.000
1065000.000
6853000.000
6854000.000
6855000.000
6856000.000

Conclusion

Un premier cadre chronostratigraphique synthétique de la plaine d'Alsace depuis 130 000 ans

L'élaboration d'un premier cadre chronostratigraphique synthétique de la portion alsacienne du Fossé rhénan supérieur depuis 130 000 ans est fondée sur des corrélations de proche en proche d'horizons repères d'une soixantaine de profils et sur des datations ^{14}C et OSL. De 130 à 50 ka, les successions loessiques constituent l'essentiel des enregistrements. L'Eemien est représenté par un horizon BT de luvisol polyphasé ou par un calcisol systématiquement tronqués. Le Début Glaciaire weichselien est matérialisé par des colluvions, des sols steppiques et, à Vendenheim « *Isperlach* », par des alluvions sablo-argileuses à bois de pin. Le Pléniglaciaire inférieur constitue une limite nette dans les successions stratigraphiques avec l'arrivée des premiers dépôts loessiques. La période est également matérialisée par un sol brun arctique. Elle est toutefois difficile à distinguer du Pléniglaciaire moyen, caractérisé par le même type de sol, ainsi que par des dépôts de plaine d'inondation rhénans peu étendus. Le Pléniglaciaire supérieur marque l'ensemble des milieux sédimentaires. Avant 22 ka, le Rhin façonne la terrasse d'Erstein tandis que les plateaux et les collines sont recouverts par une alternance de loess ou de sables éoliens et de gleys de toundra. Une contraction et une incision des cônes vosgiens et le dépôt massif de loess homogène caractérisent la deuxième partie de la période.

La fin de la dernière glaciation est précédée autour de 16 ka par une incision des graviers rhénans de la moitié sud de la zone d'étude par le Rhin et par les cours d'eau vosgiens, à l'origine du cône de la Hardt qui sépare les cours du Rhin et de l'Ill de Mulhouse à Colmar. Les grandes étapes du Tardiglaciaire, à partir de 14,7 ka, se traduisent dans la vallée de l'Ill par des alluvions fines, des paléosols et des graviers. Dans la plaine du Rhin et les cônes vosgiens, la période n'a pas encore été identifiée. L'Holocène ancien est représenté quant à lui par des alluvions sableuses riches en pin, en périphérie d'une plaine rhénane plus large que l'actuelle. Une pédogénèse plurimillénaire prend place dans la vallée de l'Ill et les basses plaines vosgiennes. Un seul des sites investis dans le cadre de la thèse témoigne du dépôt de colluvions à proximité d'un site archéologique néolithique. Dans la vallée du Rhin, l'Holocène moyen est marqué par le dépôt d'une nappe graveleuse étendue, la terrasse d'Eschau, et par un rétrécissement de la bande active rhénane qui permet aux cours d'eau vosgiens d'étaler leurs cônes. À partir du I^{e} millénaire avant notre ère, une modification majeure de l'ensemble de la zone d'étude est notée. Elle est notamment matérialisée par des colluvions et le développement des crues torrentielles.

Extension, épaisseurs, faciès et facteurs de contrôle des formations pédosédimentaires eemiennes, weichseliennes et holocènes

La sédimentologie, la mesure de la susceptibilité magnétique et l'étude de lames minces ont permis de définir les principaux faciès et paléosols des cent trente derniers millénaires. Les alluvions grossières weichseliennes présentent un caractère massif. Il est pour l'instant difficile d'apprécier leur épaisseur, probablement entre 10 et 15 m. Elles sont recouvertes par des dépôts fins, parfois organiques, relativement peu épais, 1 à 3 m, qui renferment fréquemment des tufs calcaires peu épais. En bordure des plaines alluviales, les loess weichseliens sont quant à eux épais de 1 à 10 m, continus à proximité du Rhin et discontinus sur la bordure du graben. Ils contiennent souvent des lamines sableuses et une teneur en carbonates supérieure à 30 %, deux traits liés aux bassins-versants rhénan et vosgiens qui doivent être précisés par de nouveaux profils. Des gleys de toundra, des sols bruns arctiques et des sols steppiques, fonction de la durée et de l'intensité des interstades, sont interstratifiés dans les loess. Les luvisols sont les sols les plus évolués et caractérisent les interglaciaires eemiens et holocènes. Leur développement est encore largement sous influence périglaciaire. Ils occupent surtout les versants loessiques et laissent place généralement en position de plateau à des calcisols, liés principalement à la nature très calcaire des loess d'Alsace. Ils sont également présents dans les plaines alluviales de l'Ill et des cours d'eau vosgiens jusqu'à leur troncature à l'Holocène récent.

Certaines dynamiques spatio-temporelles ont également été révélées. En première lecture, le contrôle climatique sur la morphogénèse de la zone d'étude est évident, aussi bien dans les loess qu'en milieu alluvial. Les

expressions spatiales des ruptures morphosédimentaires sont en revanche largement contrôlées par les formes du relief. La taille des cônes alluviaux des cours d'eau vosgiens apparaît ainsi sans rapport avec la taille des différents bassins-versants et est définie par les écoulements rhénans qui contrôlent leur extension dans la plaine. Le Rhin contrôle également la géométrie de la vallée de l'Ill, tardiglaciaire dans la moitié sud de la zone d'étude et holocène moyen dans la moitié nord. La part de la néotectonique dans l'évolution des formes du relief alsacien n'a pour l'instant pas encore suffisamment été argumentée à l'échelle des cent derniers millénaires. Les successions stratigraphiques et les calages chronologiques exposés par la thèse constituent une base de travail pour pallier ce vide en posant les bases de bilans sédimentaires à l'échelle régionale.

D'un espace habité à un espace construit

La trajectoire géomorphologique de la plaine d'Alsace depuis 130 000 ans conditionne la répartition des sites paléolithiques. Si nombre de vestiges ont probablement été détruits, plusieurs sites archéologiques ont été découverts dans les séquences loessiques grâce aux travaux récents. Des sites sont également susceptibles d'être conservés dans les alluvions fines organiques intercalées dans les graviers dans la moitié nord de la région mais sont inaccessibles. Les nouveaux sites mésolithiques sont quant à eux localisés dans la plaine ellane et témoignent du potentiel archéologique des vallées alluviales, pas toujours diagnostiquées de façon suffisamment minutieuse. Cela explique également l'absence de vestiges du Néolithique ancien, probablement plus fugaces dans la plaine rhénane que dans les collines loessiques. A l'échelle régionale, les processus géomorphologiques de l'Holocène récent semblent en revanche trop localisés pour expliquer les vides observés au cours de la Protohistoire qui reflètent des choix humains ou des architectures moins ancrées dans le sol.

Les ressources abondantes, cynégétiques, minérales et édaphiques régionales, expliquent la forte densité des vestiges archéologiques. L'impact éventuel des sociétés sur les paysages est encore difficile à apprécier à Paléolithique et au Mésolithique faute d'un nombre suffisant de sites. Il est très localisé au cours du Néolithique et majeur à partir du premier âge du Fer. Au moins à partir du Moyen-Âge, les hydrosystèmes sont artificialisés autour des villes. Ces changements importants sont toutefois sans commune mesure avec les aménagements des dernières décennies, responsables de destructions massives d'archives sédimentaires précieuses, rendues en partie accessibles par la loi de 2001 sur l'archéologie préventive. De fait, les remblais et excavations des cinquante dernières années occupent un volume comparable à celui des dépôts du dernier maximum glaciaire. D'un point de vue pédosédimentaire, on peut donc bien parler d'Anthropocène pour la période qui démarre au milieu du XXe siècle.

Perspectives

Malgré l'apport conséquent de données originales inclus dans ce travail, il ne constitue que la première pierre d'un plus vaste édifice. De fait, le chantier sur le Quaternaire du Fossé rhénan est immense et profond. Il ne fait que commencer. En termes de bilans sédimentaires, de nombreuses questions restent posées. Le maillage de points permettant d'apprécier l'épaisseur des dépôts loessiques doit être complété par de nouveaux profils, des carottages et des prospections géophysiques, notamment des profils sismiques. Surtout, une série de carottages est incontournable dans la plaine pour identifier les dépôts limono-argileux et organiques de l'Eemien. La chronologie des séquences weichseliennes demande quant à elle à être confortée par un travail géochronologique dédié notamment aux caractéristiques minéralogiques des dépôts de la région pour comprendre les écarts importants obtenus entre les différents protocoles de luminescence employés. Elle doit surtout être renforcée par de nouvelles séquences pour bien identifier les caractères locaux des pédogénèses, matériaux parentaux et topographie, avant de construire un profil chronostratigraphique synthétique régional. Dans cette perspective, le réexamen d'Achenheim « *Hurst* » paraît nécessaire, même s'il semble compliqué de prime abord. Pour l'Holocène, la résolution spatiale et temporelle des changements mis en lumière à l'Holocène moyen et surtout à l'Holocène récent, pour mieux caractériser l'impact anthropique, doit être améliorée par de nouvelles datations numériques et surtout par de nouvelles coupes avec des calages archéologiques indiscutables.

D'un point de vue spatiale, les dépôts loessiques du Pléniglaciaire supérieur demandent à être mieux cartographiés et mieux compris. Pour approcher les mécanismes de mise en place de ces dépôts spécifiques à la région, en intégrant notamment les sources sédimentaires locales et les directions de vent, un maillage régulier

de profils, alimenté par le nettoyage des talus en bord de route, par le creusement de fosses, par des sondages à la tarière, par les opérations d'archéologie préventive et par des analyses pédosédimentaires, granulométriques et calcimétriques, est nécessaire, à l'image des travaux menés dans les Landes (Sitzia et al. 2015 ; 2017) ou la vallée du Rhône (Bosq et al. 2018 ; 2020), complétés par des mesures des spectres moyen infra-rouge (SMIR). Cette approche se nourrira forcément des dépôts du Bade-Wurtemberg, où se pose la question des « *Schwemmloess* », les loess de plaine équivalents aux loess de la terrasse d'Erstein, et d'une intensification des partenariats avec les collègues archéologues, géologues et géographes allemands, notamment pour faire un état de la documentation disponible, en commençant par les notices des cartes géologiques. Ce travail transfrontalier est également incontournable pour mieux caractériser les nappes alluviales vosgiennes et schwardzwaldiennes, des cônes très étalés, et pour quantifier la part de la néotectonique dans les formes du relief de la région. Enfin, d'importantes zones d'ombre persistent dans les vallées montagnardes, que ce soit sur l'impact des édifices glaciaires sur l'architecture des nappes alluviales ou sur l'extension des nappes torrentielles de l'Holocène, notamment à partir de la Protohistoire.

Ma thèse soulève aussi des questions méthodologiques, liées (i) aux analyses pédosédimentaires, (ii) aux traitements cartographiques et (iii) à la nécessaire sauvegarde des traces de notre passé par l'archéologie préventive. Mieux comprendre les loess et les paléosols (i) passe nécessairement par l'établissement d'un protocole granulométrique standardisé à l'échelle de l'Europe. La comparaison de nos résultats avec ceux obtenus au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon et la mise en évidence d'agrégats argileux en lame mince montrent que le protocole de défloculation employée jusqu'à présent au Laboratoire d'Analyse des Sols de Strasbourg gagnerait à être simplifié pour être plus adapté à l'étude des dépôts loessiques. Les analyses de calcimétrie doivent quant à elle être plus systématiques, pour mieux cerner les dynamiques éoliennes et pour mieux comprendre les pédogénèses. La SMIR constitue quant à elle un outil très efficace et rapide pour ce faire, surtout si elle est étalonnée avec des analyses par diffraction des rayons X. Mieux caractériser les systèmes fluviaux, notamment les cônes alluviaux, dont la topographie est très peu marquée, passera par une analyse exhaustive des données topographiques, combinée à des analyses colorimétriques des photographies aériennes et des images satellitaires (ii). L'approche gagnera à être complétée par des prospections géophysiques, notamment magnétiques, électriques et sismiques. Enfin, ma thèse s'est nourrie des sondages de l'archéologie préventive, très nombreux en Alsace suite à une bétonisation frénétique des terres agricoles. Ces sondages sont pour l'instant largement sous-exploités par les sciences de la terre, alors qu'ils permettent la sauvegarde de précieuses archives pédosédimentaires et anthropiques avant leur destruction irrémédiable et irréversible. L'archéologie préventive constitue donc une nécessité, au contraire du grignotage des terres arables qui n'est absolument pas indispensable aux recherches en archéologie des paysages. Sur le cône de la Hardt, ces dernières pourraient par exemple se nourrir de l'étude de fosses pédologiques et de sondages à la tarière. Enfin, il est enfin temps de refaire un bilan régional par période chronologique depuis le Néolithique, en reprenant les données des rapports archéologiques, en réalisant des prospections ciblées dans les secteurs non documentés par l'archéologie préventive, notamment les forêts, les zones agricoles et le massif des Vosges et en confrontant données archéologiques et géomorphologiques dans une perspective paléoenvironnementale et paléoéconomique.

Bibliographie

ACKERER J., CHABAUX F., VAN DER WOERD J., VIVILLE D., PELT E., KALI E., LEROUGE C., ACKERER P., CHIARA ROUPERT R. DI & NÉGREL P., 2016 - Regolith Evolution on the Millennial Timescale from Combined U–Th–Ra Isotopes and in Situ Cosmogenic 10 Be Analysis in a Weathering Profile (Strengbach Catchment, France). *Earth and Planetary Science Letters*, 453, 33-43.

AKÇAR N., IVY-OCHS S., ALFIMOV V., CLAUDE A., GRAF H.R., DEHNERT A., KUBIK P.W., RAHN M., KUHLEMANN J. & SCHLÜCHTER C., 2014 - The First Major Incision of the Swiss Deckenschotter Landscape. *Swiss Journal of Geosciences*, 107 (2-3), 337-347.

ALBERTI G., 2015 - *Horbourg-Wihr (68) : « Kreuzfeld » Est 2. rapport de fouille préventive*, PAIR, Sélestat, 182 et 312 p.

ALLÉE P. & LESPEZ L., 2006 - De l'océanique au méditerranéen, la disparité des réponses morphosédimentaires holocènes, dans les massifs anciens européens. *In L'Érosion entre Société, Climat et Paléoenvironnement, Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot (Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004)*. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 203-214.

ANDREOLI R., ROSIQUE T., SCHMIDT M. & CAROZZA J.-M., 2006 - La dernière phase glaciaire du haut bassin de la Fecht (Vosges, France) : dynamique de l'englacement et chronologie relative de la déglaciation. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 12 (1), 23-36.

ANTOINE P., 1990 - *Chronostratigraphie et environnement du paléolithique du Bassin de la Somme*. Centre d'études et de recherches préhistoriques, Université des sciences et techniques de Lille, Villeneuve d'Ascq, France, France, 233 p.

ANTOINE P., 2002 - Les lœss en France et dans le Nord-Ouest européen. *Revue Française de Géotechnique*, 99, 3-21.

ANTOINE P., BAHAIN J.-J., CHAUSSÉ C., CLIQUET D., COUTARD S., DESCHODT L., DESPRIÉE J., DUBAR M., LAFORGE M., LIARD M., LOCHT J.-L., MOIGNE A.-M., MOINE O., MONNIER J.-L., PERRENOUD C., SAOS T., TISSOUX H. & WUSCHER P., 2018 - Quaternaire et géoarchéologie paléolithique en France : quoi de neuf depuis 1976? *In La Préhistoire en France*. Herrmann, 39-85.

ANTOINE P., BAHAIN J.J., DEBENHAM N., FRECHEN M., GAUTHIER A., HATTÉ C., LIMONDIN-LOZOUET N., LOCHT J.L., RAYMOND P. & ROUSSEAU D.-D., 2003 - Nouvelles données sur le Pléistocène du nord du Bassin parisien: les séquences loessiques de Villiers-Adam (Val d'Oise, France). *Quaternaire*, 14 (4), 219-235.

ANTOINE P., CATT J., LAUTRIDOU J.-P. & SOMMÉ J., 2003 - The Loess and Coversands of Northern France and Southern England. *Journal of Quaternary Science*, 18 (3-4), 309-318.

ANTOINE P., COUTARD S., GUERIN G., DESCHODT L., GOVAL E., LOCHT J.-L. & PARIS C., 2016 - Upper Pleistocene Loess-Palaeosol Records from Northern France in the European Context: Environmental Background and Dating of the Middle Palaeolithic. *Quaternary International*, 411, 4-24.

ANTOINE P., FAGNART J.P., LIMONDIN-LOZOUET N. & MUNAUT A.V., 2000 - Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données. *Quaternaire*, 11 (2), 85-98.

ANTOINE P., GOVAL E., JAMET G., COUTARD S., MOINE O., HÉRISSON D., AUGUSTE P., GUÉRIN G., LAGROIX F., SCHMIDT E., ROBERT V., DEBENHAM N., MESZNER S. & BAHAIN J.-J., 2014 - Les séquences loessiques Pléistocène supérieur d'Havrincourt (Pas-de-Calais, France) : stratigraphie, paléoenvironnements, géochronologie et occupations paléolithiques. *Quaternaire. Revue de l'Association*

française pour l'étude du Quaternaire, 25 (4), 321-368.

ANTOINE P., LIMONDIN LOZOUET N., CHAUSSÉ C., LAUTRIDOU J.-P., PASTRE J.-F., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C. & GALEHB B., 2007 - Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 26 (22–24), 2701-2723.

ANTOINE P., MUNAUT A.V. & SOMMÉ J., 1994 - Réponse des environnements aux climats du début glaciaire weichsélien : données de la France du Nord-Ouest. *Quaternaire*, 5 (3), 151-156.

ANTOINE P., MUNAUT A.-V., VAN KOLFSCHOTEN T. & LIMONDIN-LOZOUET N., 1995 - Une occupation du Paléolithique moyen en contexte fluviatile dans la séquence de la très basse terrasse de la Somme à Saint-Sauveur (Somme). *Bulletin de la Société préhistorique française*, 92 (2), 201-212.

ANTOINE P., ROUSSEAU D., HATTÉ C., ZÖLLER L., LANG A., FONTUGNE M. & MOINE O., 2002 - Evènements éoliens rapides dans les Loess du Pléniglaciaire supérieur Weichselien : l'exemple de la séquence de Nussloch (vallée du Rhin-Allemagne). *Quaternaire*, 13 (3), 199-208.

ANTOINE P., ROUSSEAU D.-D., DEGEAI J.-P., MOINE O., LAGROIX F., KREUTZER S., FUCHS M., HATTÉ C., GAUTHIER C., SVOBODA J. & LISÁ L., 2013 - High-Resolution Record of the Environmental Response to Climatic Variations during the Last Interglacial–Glacial Cycle in Central Europe: The Loess-Palaeosol Sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic). *Quaternary Science Reviews*, 67, 17-38.

ANTOINE P., ROUSSEAU D.-D., LAUTRIDOU J.-P. & HATTÉ C., 1999 - Last Interglacial-Glacial Climatic Cycle in Loess-Palaeosol Successions of North-Western France. *Boreas*, 28 (4), 551-563.

ANTOINE P., ROUSSEAU D.-D., MOINE O., KUNESCH S., HATTÉ C., LANG A., TISSOUX H. & ZÖLLER L., 2009 - Rapid and Cyclic Aeolian Deposition during the Last Glacial in European Loess: A High-Resolution Record from Nussloch, Germany. *Quaternary Science Reviews*, 28 (25-26), 2955-2973.

ANTOINE P., ROUSSEAU D.-D., ZÖLLER L., LANG A., MUNAUT A.-V., HATTÉ C. & FONTUGNE M., 2001 - High-resolution record of the last Interglacial–glacial cycle in the Nussloch loess–palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. *Quaternary International*, 76–77, 211-229.

ANTONI V., 1994 - *Matériaux pour une étude des remaniements dunaires et des paléosols associés de la forêt de Haguenau*. *Mémoire de maîtrise*, Faculté de Géographie et d'Aménagement de Strasbourg, 165 p.

ARNOLD É., 2018 - *Erstein (Bas-Rhin) : « Complexe de Santé », Route de Krafft : Un enclos de l'âge du Fer, des indices d'occupation gallo-romaine et un habitat alto-médiéval (7e-11e siècles)*. *rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 80 p.

AVRAM A., CONSTANTIN D., VERES D., KELEMEN S., OBREHT I., HAMBACH U., MARKOVIĆ S.B. & TIMAR-GABOR A., 2020 - Testing Polymineral Post-IR IRSL and Quartz SAR OSL Protocols on Middle to Late Pleistocene Loess at Batajnica, Serbia. *Boreas*, 49 (3), 615-633.

BACHELLERIE F., 2018 - *Achenheim (Bas-Rhin) : « Bossenrott », Carrière Wienerberger*. *Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 24 p.

BACHELLERIE F., AFFOLTER J., AUDIARD B., BASOGE F., BAILLET M., CHOSSON M., DELLOUL M., MOINE O., SÉVÊQUE N. & WUSCHER P., 2021 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 4, site 4.3. Pfulgriesheim (Bas-Rhin) : A355, « Grasweg Dritter Zug » : Une succession d'occupations paléolithiques du début de la dernière glaciation*. Archéologie Alsace, Sélestat, 336 p.

BACHELLERIE F., FLEISCHER F. & WUSCHER P., 2017 - *Eguisheim (Haut-Rhin) : Parking de la Mairie, Grand-Rue*. Archéologie Alsace, Sélestat, 52 p.

BACHELLERIE F., HOUSSIER J. & RAULT E., 2020 - *Eguisheim (Haut-Rhin) : Niederwald*. Archéologie Alsace, Sélestat, 64 p.

BACHELLERIE F. & WUSCHER P., 2017 - *Bischwihr (Haut-Rhin) : « Kleinwoerth », Route d'Andolsheim. rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 32 p.

BACHELLERIE F. & WUSCHER P., 2017 - *Porte du Ried (Riedwihr) (Haut-Rhin) : « Oberfeld », rue de Wickerschwihr*. Archéologie Alsace, Sélestat, 43 p.

BACHELLERIE F. & WUSCHER P., 2017 - *Wittelsheim (Haut-Rhin) : Rue d'Ensisheim, Zone d'activités du Hohmatten. rapport de diagnostic*, Pôle d'Archéologie Interdépartemental Rhénan, Sélestat, 43 p.

BACHELLERIE F. & WUSCHER P., 2017 - *Mutzig (Bas-Rhin) : rue du Docteur Schweitzer. Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 15 p.

BAIZE D., 2016 - *Petit lexique de pédologie*. Éditions Quæ, Versailles, 286 p.

BAIZE D., 2018 - *Guide des analyses en pédologie*. INRA, Paris, 257 p.

BAIZE D. & GIRARD M.-C., 2009 - *Référentiel pédologique 2008*. Éditions Quae, Association française pour l'étude du sol, 423 p.

BAIZE S., CUSHING M., LEMEILLE F., GRANIER T., GRELLET B., CARBON D., COMBES P. & HIBSCH C., 2002 - *Inventaires des indices de rupture affectant le Quaternaire en relation avec les grandes structures connues en France métropolitaine et dans les régions limitrophes*. Mémoires de la Société Géologique de France, 175. Paris, 142 p.

BARTZ J., 1974 - Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. *In Approaches to Taphrogeneis*. Schweizerbart, Stuggart, 78-87.

BATCHELOR C.L., MARGOLD M., KRAPP M., MURTON D.K., DALTON A.S., GIBBARD P.L., STOKES C.R., MURTON J.B. & MANICA A., 2019 - The Configuration of Northern Hemisphere Ice Sheets through the Quaternary. *Nature Communications*, 10 (1), 3713.

BAYLE G., BLASER F., DEMAY L., PÉAN S., RAYMOND P. & WUSCHER P., 2013 - *Chemin de la Fosse de la Haie : une occupation pléistocène en bord de Marne. Rapport de fouille*, Inrap, Pantin, 117 p.

BEAULIEU J.-L. DE & REILLE M., 1992 - The Last Climatic Cycle at La Grande Pile (Vosges, France) a New Pollen Profile. *Quaternary Science Reviews*, 11 (4), 431-438.

BECKER D., AUBRY D. & DETREY J., 2009 - Les dolines du pléistocène supérieur de la combe de « Vâ Tche Tchâ » (Ajoie, Suisse) : un piège à restes de mammifères et artefacts lithiques. *Quaternaire*, 20 (2), 135-148.

BECZE-DEÀK J., LANGOHR R. & VERRECCHIA E.P., 1997 - Small Scale Secondary CaCO3 Accumulations in Selected Sections of the European Loess Belt. Morphological Forms and Potential for Paleoenvironmental Reconstruction. *Geoderma*, 76 (3-4), 221-252.

BERGER J.-F., 1997 - *Le cadre paléogéographique des occupations du bassin Valdainais, Drôme, à l'holocène*. Thèse de doctorat. Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, France, 327 p.

BERGER J.-P., REICHENBACHER B., BECKER D., GRIMM M., GRIMM K., PICOT L., STORNI A., PIRKENSEER C., DERER C. & SCHAEFER A., 2005 - Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. *International Journal of Earth Sciences*, 94 (4), 697-710.

BERGER W.H., 2002 - Cesare Emiliani (1922–1995), Pioneer of Ice Age Studies and Oxygen Isotope Stratigraphy. *Comptes Rendus Palevol*, 1 (6), 479-487.

BERTRAN P., 1989 - *L'évolution de la couverture superficielle depuis le dernier interglaciaire : étude micromorphologique de quelques profils types du sud de la France*. Thèse de doctorat, Bordeaux 1, 211 p.

BERTRAN P., BOSQ M., BORDERIE Q., COUSSOT C., COUTARD S., DESCHODT L., FRANC O., GARDÈRE P., LIARD M. & WUSCHER P., 2021 - Revised Map of European Aeolian Deposits Derived from Soil Texture Data. *Quaternary Science Reviews*, 266, 107085.

BERTRAN P., MANCHUEL K. & SICILIA D., 2020 - Discussion on 'Palaeoseismic Structures in Quaternary Sediments, Related to an Assumed Fault Zone North of the Permian Peissen-Gnutz Salt Structure (NW Germany) – Neotectonic Activity and Earthquakes from the Saalian to the Holocene' (Grube, 2019). *Geomorphology*, 365, 106704.

BERTRAN P., SITZIA L., BANKS W.E., BATEMAN M.D., DEMARS P.-Y., HERNANDEZ M., LENOIR M., MERCIER N. & PRODEO F., 2013 - The Landes de Gascogne (Southwest France): Periglacial Desert and Cultural Frontier during the Palaeolithic. *Journal of Archaeological Science*, 40 (5), 2274-2285.

BERTRAN P. & TEXIER J.-P., 1999 - Facies and microfacies of slope deposits. *CATENA*, 35 (2–4), 99-121.

BLAAUW M., WOHLFARTH B., CHRISTEN J.A., AMPEL L., VERES D., HUGHEN K.A., PREUSSER F. & SVENSSON A., 2010 - Were Last Glacial Climate Events Simultaneous between Greenland and France? A Quantitative Comparison Using Non-Tuned Chronologies. *Journal of Quaternary Science*, 25 (3), 387-394.

BLANALT J.-G., HAM P. & VON ELLER J.-P., 1970 - *Carte géologique de la France au 1/50 000e, Sélestat*. BRGM, Orléans, carte et notice de 47 p.

BLANALT J.-G., VOGT H. & MAIRE G., 1972 - *Carte géologique de la France à 1/50 000e, Brumath-Drusenheim*. BRGM, carte et notice de 31 p.

BLANALT J.-G., VOGT H., VON ELLER J.-P., THÉOBALD N. & DELLENBACH J., 1972 - *Carte géologique de la France au 1/50 000e, Colmar*. BRGM, carte et notice de 55 p.

BLANCHARD A., CURE L., DUCREUX A., FABRE M., GEREZ J., GOUDISSARD S., FLOTTES L. & MOREAU C., 2020 - *Eckwersheim, Hirtenacker - Contournement Ouest de Strasbourg - A355 - tronçon 5 - site 5.3 : une double enceinte à pseudo-fossé du Néolithique moyen. Rapport final d'opération d'archéologie préventive*, Archéodunum et Antea-Archéologie, Sainte-Luce-sur-Loire, France, 374 p.

BLANCK J.-P. & WACQUANT J.-P., 1971 - Contribution à l'étude des formations loessiques d'Eguisheim. *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace Lorraine*, 24 (2-3), 57-91.

BLONDEAU C., 2018 - *Oberhergheim (Haut-Rhin) : « Oberfeld », rue de Rouffach. Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 34 p.

BLONDEAU C. & WUSCHER P., 2017 - *Ruelisheim (Haut-Rhin) : lotissement « Les Jonquilles » : Une occupation Néolithique et Bronze ancien. Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 51 p.

BOISSEAU F., 2017 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 5. Berstett, Eckwersheim, Lampertheim, Pfulgriesheim, Pfettisheim, Vendenheim (Bas-Rhin) : A355. rapport de diagnostic*, Inrap, Dijon, 509 p.

BOLLY A., 2017 - *Niederentzen (Haut-Rhin) : « Hinten am Dorf », ZA de Niederentzen. Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 18 p.

BOLLY A., 2018 - *Zillisheim (Haut-Rhin) : « Unter der Hart », (Rue des Perdrix, Rue des Grives. Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 16 p.

BOLLY A., BACHELLERIE F., ROTH-ZEHNER M. & WUSCHER P., 2018 - *Zillisheim (Haut-Rhin) : « Hohrain ». Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 23 p.

BOLLY A., ROTH-ZEHNER M. & WUSCHER P., 2017 - *Horbourg-Wihr (Haut-Rhin) : « Beim Bentzenwoerth », 4 rue de Mulhouse. Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 52 p.

BOMER B., 1993 - Géomorphologie et Pédologie. Histoire parallèle. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **70**, (2), 72-76.

BOND G., SHOWERS W., CHESEBY M., LOTTI R., ALMASI P., DEMENOCAL P., PRIORE P., CULLEN H., HAJDAS I. & BONANI G., 1997 - A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278 (5341), 1257-1266.

BONNET C., LAMBACH F. & PLOUIN S., 1991 - Le tumulus I de Colmar-Riedwihr (Haut-Rhin). *Gallia*, 48 (1), 13-57.

BONNET C., LAMBACH F. & PLOUIN S., 2004 - Le tertre II de Colmar-Riedwihr (Haut-Rhin) : évolution d'un monument funéraire du Bronze ancien à La Tène A. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 101 (3), 547-594.

BORDERIE Q., BANERJEA R.Y., BONNET S., DEVOS Y., NICOSIA C., PETIT C., SALOMON F., SCHNEIDER N., WOUTERS B. & WUSCHER P., 2020 - Géoarchéologies des contextes urbains : mieux comprendre les modalités de l'artificialisation des géosystèmes. *Archimède*, 7, 141-157.

BORNAND M., 1978 - *Altération des matériaux fluvio-glaciaires: genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône*. Thèse de doctorat. Université des sciences et techniques de Montpellier 2, 329 p.

BOS J.A.A., DAMBECK R., KALIS A.J., SCHWEIZER A. & THIEMEYER H., 2008 - Palaeoenvironmental Changes and Vegetation History of the Northern Upper Rhine Graben (Southwestern Germany) since the Lateglacial. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 87 (1), 67-90.

BOSQ M., BERTRAN P., DEGEAI J.-P., KREUTZER S., QUEFFELEC A., MOINE O. & MORIN E., 2018 - Last Glacial Aeolian Landforms and Deposits in the Rhône Valley (SE France): Spatial Distribution and Grain-Size Characterization. *Geomorphology*, 318, 250-269.

BOSQ M., BERTRAN P., DEGEAI J.-P., QUEFFELEC A. & MOINE O., 2020 - Geochemical Signature of Sources, Recycling and Weathering in the Last Glacial Loess from the Rhône Valley (Southeast France) and Comparison with Other European Regions. *Aeolian Research*, 42, 100561.

BOUDOT J.-P., GEISSERT F. & MÉNILLET F., 1986 - *Carte géologique de la France à 1/50 000, Benfeld*. BRGM, Orléans, carte et notice de 74 p.

BOUIFLANE M., 2008 - *Cartographies aéromagnétique et magnétique multi-échelles : étude structurale d'une région du Fossé rhénan*. These de doctorat. Strasbourg 1, 206 p.

BRAILLARD L. & GUÉLAT M., 2008 - Une nappe alluviale étagée du Pléistocène supérieur dans la vallée de Delémont (Jura suisse) : lithostratigraphie et datation. *Quaternaire*, 19 (3), 217-228.

BRAVARD J.-P., PRESTREAU M. & BERGER J.-F. (eds.), 1997 - *Dynamique du paysage: entretiens de géoarchéologie: table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995.* Documents d'archéologie en Rhône-Alpes, 15, Lyon, 281 p.

BREZEANU D., AVRAM A., MICALLEF A., CINTA PINZARU S. & TIMAR-GABOR A., 2021 - Investigations on the Luminescence Properties of Quartz and Feldspars Extracted from Loess in the Canterbury Plains, New Zealand South Island. *Geochronometria*, 48 (1), 46-60.

BRIDGLAND D., WESTAWAY R. & CORDIER S., 2009 - Les causes de l'étagement des terrasses alluviales à travers le monde. Factors affecting the worldwide development of long-timescale fluvial terrace staircases. *Quaternaire*, (vol. 20/1), 5-23.

BRIDGLAND D.R., 2000 - River Terrace Systems in North-West Europe: An Archive of Environmental Change, Uplift and Early Human Occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19 (13), 1293-1303.

BRIQUET A., 1923 - Les alluvions quaternaires de la plaine d'Alsace entre la Fecht et la Bruche. *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace Lorraine*, 1 (2), 65-76.

BRONGER A. & HEINKELE TH., 1990 - Mineralogical and Clay Mineralogical Aspects of Loess Research. *Quaternary International*, 7-8, 37-51.

BRÖNNIMANN D., RENTZEL P., SEDLMEIER J. & WICK L., 2015 - Kartspalte Schachlete - ein Archiv des spätglazialen und holozänen Landschafts- und Klimageschichte. *In Die letzen Wildbeuter der Eiszeit, Neue Forschungen zum Spätpaläolithikum im Kanton Basel-Landschaft*. Schriften des Archäologie Baselland, 51. Bâle, 210-299.

BRUGERON A., 2014 - *Région Alsace. Banque Régionale de l'Aquifère Rhénan. Synthèse hydrogéologique des zones de bordure « Graben de Pfulgriesheim », « Mommenheim-Brumath-Cône de la Zorn » et « Entzheim-Basse vallée de la Bruche »*. BRGM, Orléans, 148 p.

BRUN J.P., GUTSCHER M.-A., & DEKORP-ECORS TEAMS, 1992 - Deep Crustal Structure of the Rhine Graben from Dekorp-Ecors Seismic Reflection Data: A Summary. *Tectonophysics*, 208 (1-3), 139-147.

BRUNNACKER K., 1964 - Grundzüge Einer Quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland. *E&G Quaternary Science Journal*, 15 (1), 224-228.

BRUNISSEN E., 2003 - *Etude hydrogeomorphologique du Bruch de l'Andlau*. *Mémoire de maîtrise*, Faculté de Géographie, Strasbourg, 102 p.

BRUNO L., MARCHI M., BERTOLINI I., GOTTARDI G. & AMOROSI A., 2020 - Climate Control on Stacked Paleosols in the Pleistocene of the Po Basin (Northern Italy). *Journal of Quaternary Science*, 35 (4), 559-571.

BRUXELLES L., 2012 - De la contribution à la synergie : une décennie de relations archéologues-géomorphologues à l'Inrap. *Archéopages*, **Hors série**, (3), 21-25.

BULLOCK P., FÉDOROFF N., JONGERIUS A., STOOPS G., TURSINA T. & BABEL U., 1985 - *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publication, 152 p.

BURACZYŃSKI J., 1978 - *Litologia i strafygratia lessów Niziny Srodkowego Renu*. Lublin, Universytet Marij Curie-Sklodowskiej, 140 p.

BURACZYNSKI J. & BUTRYM J., 1984 - La datation des loess du profil d'Achenheim (Alsace) à l'aide de la méthode de thermoluminescence. *Quaternaire*, 21 (4), 201-209.

BUYLAERT J.-P., JAIN M., MURRAY A.S., THOMSEN K.J., THIEL C. & SOHBATI R., 2012 - A Robust Feldspar Luminescence Dating Method for Middle and Late Pleistocene Sediments: Feldspar Luminescence Dating of Middle and Late Pleistocene Sediments. *Boreas*, 41 (3), 435-451.

CAILLEUX A. & TRICART J., 1963 - *Initiation à l'étude des sables et des galets*. SEDES, Paris, 3 volumes, 369, 194 et 202 p.

CALLOT H.-J., 1980 - *La Plaine d'Alsace: modelé agraire et parcellaire*. Publications Université Nancy II, Nancy, 338 p.

CAMPO B., BRUNO L. & AMOROSI A., 2020 - Basin-Scale Stratigraphic Correlation of Late Pleistocene-Holocene (MIS 5e-MIS 1) Strata across the Rapidly Subsiding Po Basin (Northern Italy). *Quaternary Science Reviews*, 237, 106300.

CANER L. & HUBERT F., 2012 - Développements actuels dans l'identification et la quantification des minéraux argileux des sols. *Etude et Gestion des Sols*, 19 (3 et 4), 249-261.

CANTI M., 2008 - Origin of Calcium Carbonate Granules Found in Buried Soils and Quaternary Deposits. *Boreas*, 27 (4), 275-288.

CARBILLET A., 2017 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 3. Achenheim, Hurtigheim, Ittenheim, Stutzheim-Offenheim (Bas-Rhin) : A355. Rapport de diagnostic*, Inrap, Dijon, 477 p.

CARBILLET A., SCHNEIDER N., GIRARD P., LEYENBERGER C., MINNI D. & WÜTTMANN J.-L., 2013 - *Illkirch-Graffenstaden (67) : rue Le Corbusier. Rapport de diagnostic*, Inrap, Dijon, 40 p

CARBILLET A., SCHNEIDER N., GIRARD P., LEYENBERGER C., MINNI D., WÜTTMANN J.-L. & ZUMBRUNN Z., 2014 - *Plobsheim (67) : Golf « Le Kempferhof ». rapport de diagnostic*, Inrap, Dijon, 55 p.

CAROZZA J.-M., 2014 - The Vosgian-Alsatian Side of the Rhine Graben : A Unique, Tectonically Controlled and Manmade Landscape. *In Landscapes and Landforms of France*. Springer, 139-148.

CASTANET C., 2008 - *La Loire en val d'Orléans : dynamiques fluviales et socio-environnementales durant les derniers 30 000 ans : de l'hydrosystème à l'anthroposystème*. Thèse de doctorat, Paris 1, 549 p.

CASTÉLA P. & TRICART J., 1958 - Une coupe typique du cône de déjections nivo-périglaciaire de la Bruche : la carrière Zimmer à Lingolsheim. *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace Lorraine*, 11 (2), 3-14.

CHAUSSÉ C., 2003 - *Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne, approche géométrique et chronostratigraphique et l'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy*. Thèse de doctorat, Université Lille 1 - Sciences et technologies, 247 et 197 p.

CHOSSON M., 2018 - *Steinbourg (Bas-Rhin). Lotissement Birkenfeld 2. Une fosse du Hallstatt C-D1. Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 50 p.

CHOSSON M. & WUSCHER P., 2015 - *Weyersheim (67) : Extension de carrière (G.A.L.) [«Ried, Bruchmatten, Rohr, Schlack», Tranche 1] : Un habitat occupé du Bronze final au Hallstatt. rapport de diagnostic*, PAIR, Sélestat, 70 p.

CLARK C.D., HUGHES A.L.C., GREENWOOD S.L., JORDAN C. & SEJRUP H.P., 2012 - Pattern and Timing of Retreat of the Last British-Irish Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 44, 112-146.

CLAUDE A., NAKI A., SUSAN I.-O., FRITZ S., PETER K.W., ANDREAS D., JOACHIM K., MEINERT R. & CHRISTIAN S., 2017 - Timing of Early Quaternary Gravel Accumulation in the Swiss Alpine Foreland. *Geomorphology*, 276, 71-85.

COLLART J.-L., 2012 - L'archéologie préventive en France : le cadre réglementaire et son application. *In Development-led Archaeology in Northwest Europe*, *Development-led Archaeology in Northwest Europe. Proceedings of a Round Table at the University of Leicester 19th-21st November 2009*. Oxbow Books, Leicester, 56-99.

CONFALONIERI J. & LE JEUNE Y., 2012 - Le site mésolithique de la Haute-Ile à Neuilly-sur-Marne (Seine-Saint-Denis) : premiers résultats. *In Actes de la table ronde de Paris, 26 et 27 novembre 2010*, *Palethnographie du Mésolithique Recherches sur les habitats de plein air entre Loire et Neckar Actes de la*

table ronde de Paris, 26 et 27 novembre 2010. Société préhistorique française, Paris, 51-67.

CORDIER S., HARMAND D., LAUER T., VOINCHET P., BAHAIN J.-J. & FRECHEN M., 2012 - Geochronological Reconstruction of the Pleistocene Evolution of the Sarre Valley (France and Germany) Using OSL and ESR Dating Techniques. *Geomorphology*, 165-166, 91-106.

COUTINHO-DA SILVA L., 2019 - *Etude sédimentologique et chronostratigraphique d'une succession loessique de la dernière période glaciaire en Alsace*. *Mémoire de master 1 Dynamiques des Milieux et Risques (DYNARISK)*, Faculté de Géographie, Université de Paris 1, Paris, 151 p.

CREMASCHI M., FEDOROFF N., GUERRESCHI A., HUXTABLE J., COLOMBI N., CASTELLETTI L. & MASPERO A., 1990 - Sedimentary and Pedological Processes in the Upper Pleistocene Loess of Northern Italy. The Bagaggera Sequence. *Quaternary International*, 5, 23-38.

CROUTSCH C., 2019 - *Wolfisheim (Bas-Rhin), Lotissement « Les Vergers du Fort Kléber »*. *Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 40 p.

CROUTSCH C., BACHELLERIE F., WUSCHER P., BÉBIEN C., BONNAIRE E., JONVILLE D., LEPROVOST C., MULOT A., PÉLISSIER A., PUTELAT O., RAULT E., ROTH-ZEHNER M., SÉVÊQUE N. & VILLA V., 2017 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 4. Dingsheim, Griesheim-sur-Souffel, Pfulgriesheim, Stutzheim-Offenheim, Truchtersheim-Pfettisheim (Bas-Rhin) : A355. Rapport de diagnostic.* Archéologie Alsace, Sélestat, 168 p.

CROUTSCH C., BÉBIEN DABEK C., GUIDEZ A., HIGELIN M., LEPROVOST C., NÜSSLEIN A., PUTELAT O., RAULT E. & WUSCHER P., 2019 - *Eckwersheim « Lotissement auf die Niedermatten »*. *Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 66 p.

CROUTSCH C., CONY A., DELLOUL M., DHESSE P., GRANAI S., LEFRANC P., OBERLIN C., PÉLISSIER A., PUTELAT O., RAULT E., WOELFLI L. & WUSCHER P., 2020 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 6-1. Eckwersheim, Vendenheim (Bas-Rhin) : A355, « Brueh », « Lochmatten » : Les occupations néolithiques et de l'âge du Bronze*. *Rapport de fouille*. Archéologie Alsace, Sélestat, 387 p.

CROUTSCH C. & HOUSSIER J., 2020 - *Dachstein (Bas-Rhin) : « Hardt », rue Blériot»*. *Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 43 p.

CROUTSCH C., JAMMET-REYNAL L., LEFRANC P., PERRIN B., VERGNAUD L., BLANCHARD A., BOURY L., CARBILLET A., CECILIOT C., CHÂTELET M., CHENAL F., CONY A., FÉLIU C., GOEPFERT S., HABASQUE-SUDOUR A., LEPÈRE C., MAUDUIT A., M'BAREK-DEMOUGIN B., MOREAU C., PÉLISSIER A., PEYNE N., RUZZU F., SEGUIN G. & THOMAS Y., 2020 - Nouvelles données sur le Néolithique dans le Kochersberg (Bas-Rhin). Les diagnostics et fouilles du Contournement Ouest de Strasbourg : un premier bilan. *In Journée d'information du 21 novembre 2020, Saint-Germain-en-Laye*, *Internéo 13*. Association INTERNÉO / Société préhistorique française, Paris, 7-24.

CROUTSCH C., LOPEZ J.-F. & WUSCHER P., 2021 - *Wissembourg (Bas-Rhin) : Carrière de Riedseltz/ D74*. *Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 47 p.

CROUTSCH C., RAULT E. & WUSCHER P., 2018 - *Nordhouse (Bas-Rhin) : « Oberfurth » et « Croix de Ramschlag », Extension de gravière*. *Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 38 p.

CROUTSCH C. & WUSCHER P., 2019 - *Niederschaeffolsheim (Bas-Rhin) : Lotissement « Rebgarten »* *Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 12 p.

CUPILLARD C., MAGNY M., BOCHERENS H., BRIDAULT A., BÉGEOT C., BICHET V., BOSSUET G., DRUCKER D.G., GAUTHIER E., JOUANNIC G., MILLET L., RICHARD H., RIUS D., RUFFALDI P. & WALTER-SIMONNET A.-V., 2015 - Changes in Ecosystems, Climate and Societies in the Jura Mountains between 40 and 8 Ka Cal BP. *Quaternary International*, 378, 40-72.

DABKOWSKI J., 2014 - High Potential of Calcareous Tufas for Integrative Multidisciplinary Studies and Prospects for Archaeology in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 52, 72-83.

DABKOWSKI J., 2020 - The Late-Holocene Tufa Decline in Europe: Myth or Reality? *Quaternary Science Reviews*, 230, 106141.

DAMBECK R. & THIEMEYER H., 2002 - Fluvial History of the Northern Upper Rhine River (Southwestern Germany) during the Lateglacial and Holocene Times. *Quaternary International*, 93-94, 53-63.

DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJÖRNSDOTTIR A.E., JOUZEL J. & BOND G., 1993 - Evidence for General Instability of Past Climate from a 250-Kyr Ice-Core Record. *Nature*, 364 (6434), 218-220.

DEMOULE J.-P., 2009 - Perspectives pour l'archéologie en France. *In La Fabrique de l'archéologie en France*. Paris, 281-295.

DESCHODT L., 2014 - *Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut*. Thèse de doctorat, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 544 p.

DETREY J., 2009 - *Mutzig (67) : « Rain », Boulevard Clémenceau*. *Rapport de sondage*, PAIR, Sélestat, 62 p.

DÈZES P., SCHMID S.M. & ZIEGLER P.A., 2004 - Evolution of the European Cenozoic Rift System: Interaction of the Alpine and Pyrenean Orogens with Their Foreland Lithosphere. *Tectonophysics*, 389 (1-2), 1-33.

DIJKMANS J.W.A. & MÜCHER H.J., 1989 - Niveo-aeolian sedimentation of loess and sand : an experimental and micromorphological approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 303-315.

DJERRAB A., 2002 - La susceptibilité magnétique au service de la préhistoire. *In Géologie de la Préhistoire*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris, 1131-1154.

DOTTERWEICH M., KÜHN P., TOLKSDORF J.F., MÜLLER S. & NELLE O., 2013 - Late Pleistocene to Early Holocene natural and human influenced sediment dynamics and soil formation in a 0-order catchment in SW-Germany (Palatinate Forest). *Quaternary International*, 306, 42-59.

DOUKA K., 2017 - Radiocarbon dating of marine and terrestrial shell. *In Molluscs in Archaeology. Methods, approaches and applications.* Studying scientific archaeology, 3. Oxbow Books, Oxford, 381-399.

DREIBRODT S., LUBOS C., TERHORST B., DAMM B. & BORK H.-R., 2010 - Historical Soil Erosion by Water in Germany: Scales and Archives, Chronology, Research Perspectives. *Quaternary International*, 222 (1-2), 80-95.

DUBOIS G., 1934 - Forages en plaine alluviale rhénane à Bischwiller. *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 2 (2), 107-115.

DUBOIS G., 1938 - Quelques forages dans les vallées haut-rhinoises ou à leurs débouchés en plaine rhénane. *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 5, 45-56.

DUBOIS G. & DROSDOFF A., 1948 - Relations de position du lœss, des alluuvions anciennes et des alluvions -récentes à Kogenheim (Bas-Rhin). *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, 176-177.

DUBOIS G. & DUBOIS C., 1955 - *La géologie de l'Alsace: aperçu général et excursions géologiques*. Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, 13. Université de Strasbourg, Strasbourg, 310 p.

DUBOIS G. & GŒTTSCH E., 1946 - Le limon jaune lœssoïde du centre de la ville de Strasbourg. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 16, 171-173.

DUBOIS G. & ROTHÉ J., 1945 - La basse terrasse d'Erstein et le Ried de l'Andlau. *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, 37-39.

DUCHAUFOUR P., 2000 - *Introduction à la science du sol : sol, végétation, environnement*. Dunod, 2000, Paris, 331 p.

DUCROCQ T., 2010 - La détection des sites mésolithiques dans le nord de la France. *In Le diagnostic des sites paléolithiques et mésolithiques*, *Le diagnostic des sites paléolithiques et mésolithiques (actes du séminaire des 5 et 6 décembre 2006)*. Les cahiers de l'Inrap, 3, Paris, 30-34.

DUPRAT-OUALID F., RIUS D., BÉGEOT C., MAGNY M., MILLET L., WULF S. & APPELT O., 2017 - Vegetation Response to Abrupt Climate Changes in Western Europe from 45 to 14.7k Cal BP : The Bergsee Lacustrine Record (Black Forest, Germany). *Journal of Quaternary Science*, 32 (7), 1008-1021.

DURINGER P., 1988 - *Les conglomérats des bordures du rift cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contôle climatique*. Thèse de doctorat, Strasbourg, 278 p.

ECKMEIER E., GERLACH R., GEHRT E. & SCHMIDT M.W.I., 2007 - Pedogenesis of Chernozems in Central Europe — A Review. *Geoderma*, 139 (3-4), 288-299.

EDEL J.-B., LUTZ H. & ELSASS P., 2002 - Socle varisque et tectoniques rhénanes dans le Fossé rhénan supérieur méridional : traitement et interprétation de la carte gravimétrique du fossé à partir du levé haute densité des MDPA. *Géologie de la France*, (3), 43-59.

EHLERS J. & GIBBARD P.L., 2004 - *Quaternary glaciations extent and chronology. Part I: Europe.* Elsevier, Amsterdam, 488 p.

ELLWANGER D., GABRIEL G., SIMON T., WIELANDT-SCHUSTER U., GREILING R.O., HAGEDORN E.-M., HAHNE J. & HEINZ J., 2009 - Long Sequence of Quaternary Rocks in the Heidelberg Basin Depocentre. *E&G Quaternary Science Journal*, 57 (3/4), 316-337.

ELLWANGER D., WIELANDT-SCHUSTER U., FRANZ M. & SIMON T., 2011 - *The Quaternary of the Southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany)*. *E&G Quaternary Science Journal*, 60 (2/3), 306-328.

ELSASS P., HUGGENBERGER P. & WIRSING G., 2006 - *Structure hydrogéologique et caractéristiques hydrauliques, INTERREG III A : MoNit « Modélisation de la pollution des euax souterraines par les nitrates dans la vallée du Rhin Supérieur »*. Union Européenne, BRGM, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe, 160 p.

EMILIANI C., 1955 - Pleistocene Temperatures. *The Journal of Geology*, 63 (6), 538-578.

ERKENS G., DAMBECK R., VOLLEBERG K.P., BOUMAN M.T.I.J., BOS J.A.A., COHEN K.M., WALLINGA J. & HOEK W.Z., 2009 - Fluvial Terrace Formation in the Northern Upper Rhine Graben during the Last 20000 Years as a Result of Allogenic Controls and Autogenic Evolution. *Geomorphology*, 103 (3), 476-495.

ERTLEN D., GEBHARDT A., SCHNEIDER N., DURAND F., THOMAS Y., MICHLER M., SCHNEIKERT F., BOËS E. & SCHWARTZ D., 2012 - Anthropisation et érosion agraire dans un paysage lœssique (Bas-Rhin, France). *In Variabilités environnementales, mutations sociales. Nature, intensités, échelles et temporalités des changements. XXXIIe rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes*. APDCA, Antibes, 85-92.

ERTLEN D. & SCHNEIDER N., 2018 - Séquences sédimentaires du Pléistocène supérieur et de l'Holocène : données récentes dans la partie alsacienne du fossé rhénan supérieur (France). *Quaternaire*, 29 (2), 149-167.

ERTLEN D., SCHNEIDER N., GAUTHIER E., WIETHOLD J., RICHARD H., THOMAS Y. & BÖES E., 2014 - Human environmental impact from the neolithic to the middle ages: a pluridisciplinary approach focused on a small catchment area at the kochersberg (Bas-rhin, France). *Quaternaire*, 25 (3), 195-208.

EVIN J., 2002 - Le radiocarbone. *In Géologie de la Préhistoire*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris, 1181-1197.

FAUDEL C.F., 1867 - Sur la découverte d'ossements fossiles humains dans le Lehm de la vallée du Rhin, à Eguisheim, près Colmar. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24, 36-43.

FÉDOROFF N. & COURTY M.-A., 2002 - Paléosols et sols reliques. *In Géologie de la Préhistoire*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris, 277-316.

FÉDOROFF N. & REDONDO C.P., 1979 - Contribution de la micromorphologie à l'étude des paléosols du plateau de Riez-Valensole et des vallées de la Bléone et de la Durance (de Digne à Malijaï et de Mison à Vinon-sur-Verdon). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 16 (3), 127-137.

FERRY M., MEGHRAOUI M., DELOUIS B. & GIARDINI D., 2005 - Evidence for Holocene Palaeoseismicity along the Basel-Reinach Active Normal Fault (Switzerland): A Seismic Source for the 1356 Earthquake in the Upper Rhine Graben. *Geophysical Journal International*, 160 (2), 554-572.

FIRBAS F., 1949 - *Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen*. G. Fischer, Jena, Allemagne, 480 p.

FISCHER P., HAMBACH U., KLASEN N., SCHULTE P., ZEEDEN C., STEININGER F., LEHMKUHL F., GERLACH R. & RADTKE U., 2019 - Landscape Instability at the End of MIS 3 in Western Central Europe: Evidence from a Multi Proxy Study on a Loess-Palaeosol-Sequence from the Eastern Lower Rhine Embayment, Germany. *Quaternary International*, 502, 119-136.

FISCHER P., JÖRIS O., FITZSIMMONS K.E., VINNEPAND M., PRUD'HOMME C., SCHULTE P., HATTÉ C., HAMBACH U., LINDAUER S., ZEEDEN C., PERIC Z., LEHMKUHL F., WUNDERLICH T., WILKEN D., SCHIRMER W. & VÖTT A., 2021 - Millennial-Scale Terrestrial Ecosystem Responses to Upper Pleistocene Climatic Changes: 4D-Reconstruction of the Schwalbenberg Loess-Palaeosol-Sequence (Middle Rhine Valley, Germany). *CATENA*, 196, 104913.

FISHER P., AUMANN C., CHIA K., O'HALLORAN N. & CHANDRA S., 2017 - Adequacy of Laser Diffraction for Soil Particle Size Analysis. *PLOS ONE*, 12 (5), e0176510.

FLAGEOLLET J.-C., 2002 - *Sur les traces des glaciers vosgiens.* Paris, CNRS éditions, 212 p.

FLECK W. & SCHWARTZ D., 2004 - The Rhine Valley from West to East. *In Soils, landscapes and environment problems. Excursion guide book for Eurosoil 2004*. Freiburg, 57-93.

FLEISCHER F. & OBERLIN C., à paraître - *La plateforme départementale d'activités de Brumath et environs. Les fouilles archéologiques de Bernolsheim et Mommenheim 2011 - 2014. Rapport de fouille préventive*, Archéologie Alsace, Sélestat.

FLETCHER W.J., SÁNCHEZ GOÑI M.F., ALLEN J.R.M., CHEDDADI R., COMBOURIEU-NEBOUT N., HUNTLEY B., LAWSON I., LONDEIX L., MAGRI D., MARGARI V., MÜLLER U.C., NAUGHTON F., NOVENKO E., ROUCOUX K. & TZEDAKIS P.C., 2010 - Millennial-Scale Variability during the Last Glacial in Vegetation Records from Europe. *Quaternary Science Reviews*, 29 (21), 2839-2864.

FLOTTÉ P., BÉBIEN C., KRAFT J., PUTELAT O. & WUSCHER P., 2019 - *Strasbourg (Bas-Rhin) :*

Porte des Romains - futur parc. Lieu-dit Zielbaum, Vieux Chemin, chemin Long et allée Octavie. rapport de diagnostic, Archéologie Alsace, Sélestat, 56 p.

FLOTTÉ P. & FUCHS M., 2000 - *Carte archéologique de la Gaule 67/1 : le Bas-Rhin*. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres/Conseil général du Bas-Rhin, Maison des sciences de l'homme, Paris, 735 p.

FLOTTÉ P., GERVREAU J.-B. & VIGREUX T., 2012 - *Horbourg-Wihr (68) : « Kreuzfeld » est. Un quartier de l'agglomération gallo-romaine. Vol. 1.1. Organisation spatiale, chronologie et environnement. rapport de fouille*. Archéologie Alsace, Strasbourg, 270 p.

FLOTTÉ P., WUSCHER P., BÉBIEN C., & AUDREY HABASQUE, 2014 - *Strasbourg (67) : Caserne Stirn : Des chenaux récents et une voie ancienne. Rapport de diagnostic*. PAIR, Sélestat, 48 p.

FONDASOL, 2017 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Coupes lithologiques sondages carottés Phase 2*. 98 p.

FONTUGNE M., 2002 - La dérive des âges carbone 14 ? *In Géologie de la Préhistoire*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris, 1199-1207.

FORRER R., 1920 - Un foyer de chasseurs de mammouths à Achenheim et les autres gisements paléolithiques de l'Alsace. *Cahiers Alsaciens d'Archéologie et d'Histoire*, 41-44, 1128-1150.

FORRER R., 1925 - *Les Eléphants, hippopotames et l'homme de l'Alsace quaternaire: étude de géographie paléolithique régionale*. Decker, Colmar, 201 p.

FORRER R., 1927 - *Strasbourg-Argentorate préhistorique, gallo-romain et mérovingien*. Istra, Strasbourg, 812 et 154 p.

FRANC DE FERRIÈRE J., 1937 - *Géologie et pédologie: contribution à l'étude des formations quaternaires de la plaine d'Alsace*. Imprimerie alsacienne, Strasbourg, 157 p.

FRECHEN M., ELLWANGER D., HINDERER M., LÄMMERMANN-BARTHEL J., NEEB I. & TECHMER A., 2010 - Late Pleistocene Fluvial Dynamics in the Hochrhein Valley and in the Upper Rhine Graben: Chronological Frame. *International Journal of Earth Sciences*, 99 (8), 1955-1974.

FRECHEN M., ELLWANGER D., HINDERER M., LÄMMERMANN-BARTHEL J., NEEB I. & TECHMER A., 2012 - Reply to Preusser et al. on Frechen et al. "Late Pleistocene Fluvial Dynamics in the Hochrhein Valley in the Upper Rhine Graben: Chronological Frame". *International Journal of Earth Sciences*, 101 (1), 389-392.

FRECHEN M., OCHES E.A. & KOHFELD, 2003 - Loess in Europe—Mass Accumulation Rates during the Last Glacial Period. *Quaternary Science Reviews*, 22 (18-19).

FROEHLICHER L., SCHWARTZ D., ERTLEN D. & TRAUTMANN M., 2016 - Hedges, Colluvium and Lynchets along a Reference Toposequence (Habsheim, Alsace, France): History of Erosion in a Loess Area. *Quaternaire*, 27 (2), 173-185.

FUCHS M., BONNET C. & ARCHIHW A., 1996 - *Horbourg-Wihr à la lumière de l'archéologie : Histoire et nouveautés : Mélanges offerts à Charles Bonnet*. Actes. ARCHIHW, Horbourg-Wihr, 111 p.

FUHRMANN T., CARO CUENCA M., KNÖPFLER A., LEIJEN F.J. VAN, MAYER M., WESTERHAUS M., HANSSEN R.F. & HECK B., 2015 - Estimation of small surface displacements in the Upper Rhine Graben area from a combined analysis of PS-InSAR, levelling and GNSS data. *Geophysical Journal International*, 203 (1), 614-631.

GAAR D., GRAF H.R. & PREUSSER F., 2019 - New Chronological Constraints on the Timing of Late

Pleistocene Glacier Advances in Northern Switzerland. *E&G Quaternary Science Journal*, 68 (1), 53-73.

GABRIEL G., ELLWANGER D., HOSELMANN C., WEIDENFELLER M. & WIELANDT-SCHUSTER U., 2013 - The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): A Unique Archive of Quaternary Sediments in Central Europe. *Quaternary International*, 292, 43-58.

GEBHARDT A., CHAMPOUGNY A. & WUSCHER P., 2018 - Assèchement et dégradation des sols durant le Subatlantique : vers un niveau repère antique dans le Nord-Est de la France (Lorraine, Alsace)? *Archéosciences*, 42 (2), 77-94.

GEBHARDT A., FECHNER K. & OCCHIETTI S., 2014 - Grandes phases de pédogenèse, d'érosion et d'anthropisation des sols au cours de la seconde moitié de l'Holocène en Lorraine (France). *Archéosciences*, 38, 7-29.

GEISSERT F., 1979 - Caractéristiques paléobotaniques du Pliocène et du Quaternaire en Basse-Alsace. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 16 (4), 159-169.

GEISSERT F., MENILLET F. & FARJANEL G., 1976 - Les alluvions rhénanes plio-quaternaires dans le département du Bas-Rhin. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, 29 (2), 121-170.

GEISSERT F., MÉNILLET F., VOGT H., 1976 - *Carte géologique de la France à 1/50 000. 199-169, Seltz-Wissembourg*. BRGM, Orléans, carte et notice de 59 p.

GEORGES M., 1995 - *Carte hydrogéologique suisse à 1/100 000 - Feuille Basel/Bâle, éléments de notice pour la partie française*. BRGM, Lingolsheim, 106 p.

GLANGEAUD L., 1949 - Evolution morphotectonique du Jura septentrional pendant le Miocène supérieur et le Pliocène. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, 229 (2), 720-722.

GOEPFERT S., BARRAND-EMAM H., BROC É., CAMPANER A., LYAUTEY J., MURER A., SCHOTT-TOULLEC L., ROTH-ZEHNER M. & VERGNAUD L., 2014 - *Niederhergheim « Innere Allmende » Occupations du Bronze ancien et final. Enclos funéraires et Langgraben du Bronze final IIIb. Rapport de fouille*, Antea Archéologie, Habsheim, 257 p.

GOEPP S., 2007 - *Origine, histoire et dynamique des Hautes-Chaumes du massif vosgien: Déterminismes environnementaux et actions de l'Homme*. Thèse doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 286 p.

GOLDBERG P. & MACPHAIL R., 2006 - *Practical and theoretical geoarchaeology*. Blackwell Science Ltd, Malden, 454 p.

GOURIVEAU E., RUFFALDI P., DUCHAMP L., ROBIN V., SCHNITZLER A. & WALTER-SIMONNET A.-V., 2020 - Holocene Vegetation History in the Northern Vosges Mountains (NE France): Palynological, Geochemical and Sedimentological Data. *The Holocene*, 30 (6), 888-904.

GRANAI S., 2020 - Interrelations des analyses malacologiques en contextes archéologiques et actuels en plaine d'Alsace. *Naturae*, 9, 143-150.

GRANAI S., DABKOWSKI J., HÁJKOVÁ P., NATON H.-G. & BROU L., 2020 - Holocene Palaeoenvironments from the Direndall Tufa (Luxembourg) Reconstructed from the Molluscan Succession and Stable Isotope Records. *The Holocene*, 30 (7), 982-995.

GRANSAR F., 2002 - La batterie de silo de Soupir « Le champ Grand Jacques » (Aisne) : contribution à l'identification d'une centralisation de stockage à la Tène B dans le nord de la France. *In actes du 25e colloque de l'AFEAF, Charleville-Mézières, 24-27 mai 2001*, *Découvertes récentes de l'âge du Fer dans le massif des Ardennes et ses marges. Repas des vivants et nourriture pour les morts en Gaule*. Mémoire de la Société Archéologique Champenoise, 16. Société Archéologique Champenoise, Reims, 67-80.

GRISELIN S., CICUTTA H., HUMBERT S., JODRY F., SCHNEIDER N., ES M. VAN, LATRON A.C., KOHL J. & MOINE O., 2014 - *Eguisheim (Haut-Rhin) : « Unterer Teil vom Herrenweg », Lotissement Herrenweg : Des occupations gallo-romaines et protohistoriques*. Inrap Grand Est Sud, Dijon, 103 p.

GUÉLAT M. & RICHARD H., 2014 - Holocene Environmental Changes and Human Impact in the Northern Swiss Jura as Reflected by Data from the Delémont Valley. *Swiss Journal of Geosciences*, 107 (1), 1-21.

GUENTHER E.W., 1987 - Zur Gliederung Der Lösse Des Südlichen Oberrheintals. *E&G Quaternary Science Journal*, 37 (1), 67-78.

HABASQUE-SUDOUR A., 2017 - *Reichstett (Bas-Rhin) : ZAC « Entrée Nord » [Tranche T1a] : Six fosses du Néolithique et/ou de la Protohistoire, 2 abris bétonnés et des aménagements appartenant à un point d'appui de l'infanterie de la Première Guerre Mondiale et 6 structures non-datées*. *Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 55 p.

HABASQUE-SUDOUR A., ABERT F., BÉBIEN C., DHESSE P., DOURY G., GUIDEZ A., HIGELIN M., PÉLISSIER A. & WUSCHER P., 2020 - *Eschau (Bas-Rhin) : Extension du Parc d'activités de la Neuhard : Des fossés antiques, trois sépultures alto-médiévales, associées aux fossés circulaires, deux tombes isolées attribuées au second Moyen Âge, un camp militaire temporaire français du milieu du 18e siècle et deux puits contemporains, construits en 1790 et en 1823*. Archéologie Alsace, Sélestat, 254 et 133 p.

HAESAERTS P., 1985 - Les loess du Pléistocène supérieur en Belgique. Comparaisons avec les séquences d'Europe centrale. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 22 (2), 105-115.

HAESAERTS P., DAMBLON F., GERASIMENKO N., SPAGNA P. & PIRSON S., 2016 - The Late Pleistocene Loess-Palaeosol Sequence of Middle Belgium. *Quaternary International*, 411, 25-43.

HAESAERTS P. & MESTDAGH H., 2000 - Pedosedimentary Evolution of the Last Interglacial and Early Glacial Sequence in the European Loess Belt from Belgium to Central Russia. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 79 (2-3), 313-324.

HAGEDORN E.-M., 2004 - *Sedimentpetrographie und Lithofazies der jungtertiären und quartären Sedimente im Oberrheingebiet*. Thèse de doctorat, Université de Cologne, 248 p.

HEIM J., LAUTRIDOU J.-P., MAUCORPS J., PUISSÉGUR J.-J., ROUSSEAU D.-D., SOMMÉ J., THÉVENIN A., VAN VLIET-LANOË B., 1984 - *Achenheim : Loess et formations fluviatiles quaternaires d'Alsace*. Livret-guide de l'excursion INQUA, (non paginé) p.

HEIM J., LAUTRIDOU J.P., MAUCORPS J., PUISSÉGUR J.J., SOMMÉ J. & THÉVENIN A., 1982 - Achenheim : une séquence-type des loess du Pléistocène moyen et supérieur. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 19 (2), 147-159.

HEIRI O., KOINIG K.A., SPÖTL C., BARRETT S., BRAUER A., DRESCHER-SCHNEIDER R., GAAR D., IVY-OCHS S., KERSCHNER H., LUETSCHER M., MORAN A., NICOLUSSI K., PREUSSER F., SCHMIDT R., SCHOENEICH P., SCHWÖRER C., SPRAFKE T., TERHORST B. & TINNER W., 2014 - Palaeoclimate Records 60–8 Ka in the Austrian and Swiss Alps and Their Forelands. *Quaternary Science Reviews*, 106, 186-205.

HELMENS K.F., 2014 - The Last Interglacial–Glacial Cycle (MIS 5–2) Re-Examined Based on Long Proxy Records from Central and Northern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 86, 115-143.

HENKNER J., AHLRICHS J.J., DOWNEY S., FUCHS M., JAMES B.R., KNOPF T., SCHOLTEN T., TEUBER S. & KÜHN P., 2017 - Archaeopedology and Chronostratigraphy of Colluvial Deposits as a Proxy for Regional Land Use History (Baar, Southwest Germany). *CATENA*, 155, 93-113.

HERGET J., BREMER E., COCH T., DIX A., EGGENSTEIN G. & EWALD, 2005 - Engineering impacts

on river channels in the River Rhine catchment. *Erdkunde*, 59 (3/4), 294-319.

HIGELIN M., 2016 - L'agglomération romaine d'Horbourg-Wihr. Carte archéologique et synthèse thématique. *Cahiers Alsaciens d'Archéologie, d'Art et d'Histoire*, (59), 81-102.

HIGELIN M., BÉBIEN C., BIELLMANN P. & WUSCHER P., 2016 - *Horbourg-Wihr (68) : 22-24 Grand'Rue*. *Rapport de diagnostic*, PAIR, Sélestat, 67 p.

HIMMELSBACH I., GLASER R., SCHOENBEIN J., RIEMANN D. & MARTIN B., 2015 - Reconstruction of Flood Events Based on Documentary Data and Transnational Flood Risk Analysis of the Upper Rhine and Its French and German Tributaries since AD 1480. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19 (10), 4149-4164.

HIRTH C., 1971 - Eléments d'explication à la formation des rieds ello-rhénans au nord de Colmar du début du post-glaciaire à la canalisation du Rhin au XIXe siècle. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Colmar*, 54, 21-44.

HOFMANN F.M., RAUSCHER F., MCCREARY W., BISCHOFF J.-P. & PREUSSER F., 2020 - Revisiting Late Pleistocene Glacier Dynamics North-West of the Feldberg, Southern Black Forest, Germany. *E&G Quaternary Science Journal*, 69 (1), 61-87.

HORSÁK M., LIMONDIN-LOZOUET N., JUŘIČKOVÁ L., GRANAI S., HORÁČKOVÁ J., LEGENTIL C. & LOŽEK V., 2019 - Holocene Succession Patterns of Land Snails across Temperate Europe: East to West Variation Related to Glacial Refugia, Climate and Human Impact. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 524, 13-24.

HOUBEN P., 2008 - Scale Linkage and Contingency Effects of Field-Scale and Hillslope-Scale Controls of Long-Term Soil Erosion: Anthropogeomorphic Sediment Flux in Agricultural Loess Watersheds of Southern Germany. *Geomorphology*, 101 (1-2), 172-191.

HOUBEN P., SCHMIDT M., MAUZ B., STOBBE A. & LANG A., 2013 - Asynchronous Holocene Colluvial and Alluvial Aggradation: A Matter of Hydrosedimentary Connectivity. *The Holocene*, 23 (4), 544-555.

HUGHES A.L.C., GYLLENCREUTZ R., LOHNE Ø.S., MANGERUD J. & SVENDSEN J.I., 2016 - The Last Eurasian Ice Sheets – a Chronological Database and Time-slice Reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45 (1), 1-45.

HUMBERT J. & MAIRE G., 1984 - Hydrographie. *In Encyclopédie d'Alsace*. Publitotal, Strasbourg, 4150-4153.

HUMBERT J. & MAIRE G., 1984 - Ill. *In Encyclopédie d'Alsace*. Publitotal, Strasbourg, 4166-4170.

ILLIES J.H., 1965 - Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. Ein Beitrag zum « Upper Mantle Project ». *Oberrheinische geologische Abhandlungen*, **14**, 1-54.

IVY-OCHS S., 2015 - Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2), 295.

JAMAGNE M., 1973 - *Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du nord de la France.* Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de Gembloux, Belgique, 445 p.

JAMAGNE M., 2011 - *Grands paysages pédologiques de France*. Editions Quae, Paris, 535 p.

JORDA M., 1980 - Morphogenèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **57**, (472), 295-304.

JORDA M., 1988 - Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute Provence). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 25 (2), 111-122.

JORDA M. & ROSIQUE T., 1994 - Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud : Rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques. *Quaternaire*, 5 (3), 141-149.

JUNKMANNS J., 1995 - Les ensembles lithiques d'Achenheim d'après la collection de Paul Wernert. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 92 (1), 26-36.

KANDLER O., 1970 - Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintales zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim. *Mainzer Geographische Studien*, 3, 9-92.

KAPPLER C., KAISER K., TANSKI P., KLOS F., FÜLLING A., MROTZEK A., SOMMER M. & BENS O., 2018 - Stratigraphy and Age of Colluvial Deposits Indicating Late Holocene Soil Erosion in Northeastern Germany. *CATENA*, 170, 224-245.

KERSCHNER H. & IVY-OCHS S., 2008 - Palaeoclimate from Glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and Early Holocene. *Global and Planetary Change*, 60 (1-2), 58-71.

KINDLER P., GUILLEVIC M., BAUMGARTNER M., SCHWANDER J., LANDAIS A. & LEUENBERGER M., 2014 - Temperature Reconstruction from 10 to 120 Kyr B2k from the NGRIP Ice Core. *Climate of the Past*, 10 (2), 887-902.

KOCH J. & WUSCHER P., 2016 - *Herrlisheim-près-Colmar (Haut-Rhin) : Village Ziegelgarten*. *Rapport de diagnostic*. Pôle d'Archéologie Interdépartemental Rhénan, Sélestat, 63 p.

KOCKS., HUGGENBERGER P., PREUSSER F., RENTZEL P. & WETZEL A., 2009 - Formation and Evolution of the Lower Terrace of the Rhine River in the Area of Basel. *Swiss Journal of Geosciences*, 102 (2), 307-321.

KOEHLER H., AFFOLTER J., BACHELLERIE F., BIGNON-LAU O., BONILAURI S., GIROS R., FÜLLING A., KUCHARSKI M., MOINE O., SALOMON H. & WUSCHER P., 2016 - *Morschwiller-Le-Bas (67) : « Hungeheuer Hoelzle », Projet Ikea - ZAC Parc des Collines I. Rapport de fouille préventive*, Archéologie Alsace, Sélestat, 376 p.

KOEHLER H., DIEMER S., MOINE O. & WUSCHER P., 2020 - Nouvel essai de synthèse sur le Paléolithique moyen alsacien. *Revu archéologique de l'Est*, 69, 19-50.

KOEHLER H., WEGMÜLLER F., AUDIARD B., AUGUSTE P., BEAUVAL C., BOCHERENS H., CLAUD É., DIEMER S., DRUCKER D., LACRAMPE-CUYAUBÈRE F., LUTZ M., MUTH X., PREUSSER F., SÉVÊQUE N., SMOLDEREN A. & WUSCHER P., 2018 - *Mutzig (Bas-Rhin) : « Rain », Boulevard Clémenceau : Campagne 2017 ; Rapport intermédiaire du programme triennal 2017-2019*. *Rapport de fouille programmée*, Archéologie Alsace, Sélestat, 171 p.

KOEHLER H., WEGMÜLLER F., AUDIARD B., BEAUVAL C., BOCHERENS H., CLAUD É., DIEMER S., DRUCKER D., ELALOUF J.-M., GAVAZZI B., LUTZ M., MOREAU G., QAZI M., REILLER H., SÉVÊQUE N., SMOLDEREN A., STOETZEL E., UTGE J., WUSCHER P. & ZHANG M., 2020 - *Mutzig (Bas-Rhin) : « Rain », Boulevard Clémenceau : Campagne 2019 ; Rapport de fouilles programmées du programme triennal 2017-2019*. Archéologie Alsace, Sélestat, 519 p.

KOEHLER H., WEGMÜLLER F., DETREY J., BAHAIN J.-J., BASOGE F., BOCHERENS H., CORNET E., DIEMER S., DRUCKER D.G., HAGER D., LUTZ M., PEILLET M., PÜMPIN C., RICHARD H., SÉVÊQUE N., STOETZEL E., TARTAR E., VIGNERON A. & KOEHLER H., 2013 - *Mutzig (Bas-Rhin) : « Rain » [3e année du programme triénal 2011-2013] : Un gisement du Paléolithique moyen*. *rapport de fouille programmée*, Pôle d'Archéologie Interdépartemental Rhénan, Sélestat, 302 p.

KOEHLER H., WEGMÜLLER F., DETREY J., DIEMER S., HAUCK T., PÜMPIN C., RENTZEL P., SÉVÊQUE N., STOETZEL E., WUSCHER P., AUGUSTE P., BOCHERENS H., LUTZ M. & PREUSSER F., 2016 - Fouilles de plusieurs occupations du Paléolithique moyen à Mutzig-Rain (Alsace) : premiers résultats. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 113 (3), 429-474.

KONERT M. & VANDENBERGHE J., 1997 - Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis : a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology*, 44, 523-535.

KOVDA I., GORYACHKIN S., LEBEDEVA M., CHIZHIKOVA N., KULIKOV A. & BADMAEV N., 2017 - Vertic Soils and Vertisols in Cryogenic Environments of Southern Siberia, Russia. *Geoderma*, 288, 184-195.

KOVDA I. & MERMUT A.R., 2018 - Vertic Features. *In Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, 605-632.

KOZIOL A., 2015 - *Rosheim (67) : ZAC du Fehrel : Un habitat de la transition Bronze moyen/Bronze final, un chemin et des vestiges d'habitat non datés*. *rapport de diagnostic*, PAIR, Sélestat, 88 p.

KRAUSS L., KAPPENBERG A., ZENS J., KEHL M., SCHULTE P., ZEEDEN C., ECKMEIER E. & LEHMKUHL F., 2018 - Reconstruction of Late Pleistocene Paleoenvironments in Southern Germany Using Two High-Resolution Loess-Paleosol Records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 509, 58-76.

KRIER V., 1994 - Les disciplines des sciences de la terre et l'archéologie de sauvetage : leçons d'une expérience. *Les Nouvelles de l'Archéologie*, 58, 43-44.

KRITTLÉ C., 1958 - Morphologie et dépôts quaternaires, antérieurs au Würm, dans la vallée de la Fecht (Haut-Rhin). *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 11 (2), 15-20.

KÜHN P., 2003 - Micromorphology and Late Glacial/Holocene Genesis of Luvisols in Mecklenburg–Vorpommern (NE-Germany). *CATENA*, 54 (3), 537-555.

KUZUCUOGLU, 2012 - Le rôle du climat dans les changements culturels, du Ve au Ier millénaire avant notre ère, en Méditerranée orientale. *In Des climats et des hommes*. Inrap, La Découverte, Paris, 239-256.

LALOU C., 2002 - Application des déséquilibres radioactifs dans les familles de l'uranium et du thorium à quelques problèmes de géochronologie et de géochimie, d'environ 300 000 ans à l'actuel. *In Géologie de la Préhistoire*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris, 1231-1257.

LAMBERT J., WINTER T., DEWEZ T. & SABOURAULT P., 2005 - New Hypotheses on the Maximum Damage Area of the 1356 Basel Earthquake (Switzerland). *Quaternary Science Reviews*, 24 (3-4), 381-399.

LÄMMERMANN-BARTHEL J., NEEB I., HINDERER M. & FRECHEN M., 2009 - Last Glacial to Holocene Fluvial Aggradation and Incision in the Southern Upper Rhine Graben: Climatic and Neotectonic Controls. *Quaternaire*, 20 (1), 25-34.

LANDAIS A., 2016 - Reconstruction du climat et de l'environnement des derniers 800 000 ans à partir des carottes de glace – variabilité orbitale et millénaire. *Quaternaire*, 27 (3), 197-212.

LASSERRE M., VIGREUX T., BASOGE F., LOGEL T., PUTELAT O., SCHNEIDER N., MICHLER M., JODRY F. & BOËS X., 2011 - Le site de la fin du Bronze final du Hexenberg à Leutenheim (Bas-Rhin) : études sur le paléoenvironnement rhénan et études archéologiques. Résultats préliminaires. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 108 (4), 731-754.

LAUTRIDOU J.-P., 1985 - *Le cycle périglaciaire pleistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie*. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Caen, Caen, 908 p.

LAUTRIDOU J.-P. & SOMMÉ J., 1974 - Les loess et les provinces climato-sédimentaires du Pléistocène supérieur dans le Nord-Ouest de la France. Essai de corrélation entre le Nord et la Normandie. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 11 (3), 237-241.

LAUTRIDOU J.P., SOMMÉ J., HEIM J., PUISSÉGUR J.J. & ROUSSEAU D.D., 1985 - La stratigraphie des loess et formations fluviatiles d'Achenheim (Alsace) : nouvelles données bioclimatiques et corrélations avec les séquences pléistocènes de la France du Nord-Ouest. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 22 (2), 125-132.

LE MENTEC M.-A., 2019 - *Loess et paléosols du dernier cycle glaciaire à Betschdorf : approches géomorphologique, pédosédimentaire, et méthodologique à partir de Spectroscopie Moyen Infrarouge. Mémoire de master 2 Géographie Aménagement Environnement Développement : Fonctionnement des Environnements Ruraux et Naturels*, Faculté de Géographie et d'Aménagement - Université de Strasbourg, Strasbourg, 90 p.

LEBRET P. & HALBOUT H., 1991 - *Le quaternaire dans le Val d'Oise*. Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen, 39-40, Caen, 267 p.

LÉGER M., 1990 - Loess landforms. *Quaternary International*, 7/8, 53-61.

LEHMKUHL F., NETT J.J., PÖTTER S., SCHULTE P., SPRAFKE T., JARY Z., ANTOINE P., WACHA L., WOLF D., ZERBONI A., HOŠEK J., MARKOVIĆ S.B., OBREHT I., SÜMEGI P., VERES D., ZEEDEN C., BOEMKE B., SCHAUBERT V., VIEHWEGER J. & HAMBACH U., 2021 - Loess Landscapes of Europe – Mapping, Geomorphology, and Zonal Differentiation. *Earth-Science Reviews*, 215, 103496.

LEHMKUHL F., NETT J.J., PÖTTER S., SCHULTE P., SPRAFKE T., JARY Z., ANTOINE P., WACHA L., WOLF D., ZERBONI A., HOŠEK J., MARKOVIĆ S.B., OBREHT I., SÜMEGI P., VERES D., ZEEDEN C., BOEMKE B., SCHAUBERT V., VIEHWEGER J. & HAMBACH U., 2021 - Loess Landscapes of Europe – Mapping, Geomorphology, and Zonal Differentiation. *Earth-Science Reviews*, 215, 103496.

LEHMKUHL F., ZENS J., KRAUSS L., SCHULTE P. & KELS H., 2016 - Loess-Paleosol Sequences at the Northern European Loess Belt in Germany: Distribution, Geomorphology and Stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 153, 11-30.

LEMEILLE F., CUSHING M., COTTON F., GRELLET B., MÉNILLET F., AUDRU J.-C., RENARDY F. & FLÉHOC C., 1999 - Traces d'activité pléistocène de failles dans le nord du fossé du Rhin supérieur (Plaine d'Alsace, France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série IIa, Sciences de la terre et des planètes*, 328 (12), 839-846.

LEPROVOST C. & WUSCHER P., 2015 - *Achenheim (67) : Lotissement « Le Hischberg », route de Strasbourg : Un fossé Roessen et une fosse du Bronze ancien*. *Rapport de diagnostic*, PAIR, Sélestat, 62 p.

LESPEZ L., 2012 – *Les temps de l'environnement et des paysages des systèmes fluviaux au cours de l'Holocène. Normandie, Grèce, Mali.* Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Caen Basse-Normandie, 374 p.

LHOMME V., BEMILI C., CHAUSSÉ C., COUDENNEAU A., NICOUD É., PAGLI M. & ROCCA R., 2007 - Le site paléolithique moyen récent du Fond des Blanchards à Gron (Yonne). État des premières recherches et implications. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 104 (3), 421-459.

LIAGHAT C., VILLEMIN T. & JOUANNE F., 1998 - Déformation verticale actuelle dans la partie sud du Fossé d'Alsace (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327 (1), 55-60.

LIMONDIN-LOZOUET N., GAUTHIER A., ANTOINE P., BRIDAULT A., CHAUSSÉ C., LEROYER C., A-V.MUNAUT, ORTH P., PASTRE J.-F. & PONEL P., 2006 - Variabilité de l'impact climatique sur les biocénoses de milieux fluviaux à la transition Tardiglaciaire/Holocène dans le nord de la France. *In L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement, table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot (Clermont-Ferrand, 25-27 mars 2004)*. Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 73-82.

LISIECKI L.E. & RAYMO M.E., 2005 - A Pliocene-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic $\delta^{18}O$ Records. *Paleoceanography*, 20 (1), n/a-n/a.

LITT T., BRAUER A., GOSLAR T., MERKT J., BAŁAGA K., MÜLLER H., RALSKA-JASIEWICZOWA M., STEBICH M. & NEGENDANK J.F.W., 2001 - Correlation and Synchronisation of Lateglacial Continental Sequences in Northern Central Europe Based on Annually Laminated Lacustrine Sediments. *Quaternary Science Reviews*, 20 (11), 1233-1249.

LOCHT J.L., VALLIN L., DESCHODT L., ANTOINE P., HÉRISSON D., MASSON B., AUGUSTE P. & LÉFÈBVRE S., 2014 - *Rapport de fouille programmée Waziers « Le Bas Terroir ». Rapport d'opération de recherches archéologiques programmées*. INRAP, UMR8591 du CNRS, Ministère de le Culture, Lille, 138 p.

LOPEZ J.-F., 2020 - *Etablissement d'un référentiel MIRS pour la cartographie des loess à partir de séquences alsaciennes. Mémoire de master 1 Géographie Aménagement Environnement Développement : Fonctionnement des Environnements Ruraux et Naturels*, Université de Strasbourg, Strasbourg, 74 p.

LÖSCHER M., BECKER B., BRUNS M., HIERONYMUS U., MÄUSBACHER R., MÜNNICH M., MÜNZING K. & SCHEDLER J., 1980 - Neue Ergebnisse über das Jungquartär im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 30, 89-100.

LÖSCHER M. & HAAG T., 1989 - Zum Alter der Dünen im nördlichen Oberrheingraben bei Heidelberg und zur Genese ihrer Parabraunerden. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 39, 98-108.

LOUGUET S., 2005 - *Les mégaherbivores (éléphantidés et rhinocérotidés) au Paléolithique moyen en Europe du Nord-Ouest: paléoécologie, taphonomie et aspects palethnographiques*. Archaeopress, Oxford, 267 p.

LOZET J. & MATHIEU C., 2002 - *Dictionnaire de science du sol: avec index anglais-français*. Lavoisier, Paris, France, 575 p.

LUTZ M., 2017 - *Geoarchäologische Analyse der mittelpaläolitischen Fundstelle von Mutzig, « Rain », Bas-Rhin (F). Bachelorarbeit*, Universität Basel, Bâle.

LUTZ M. & CLEINTUAR M., 1999 - Geological results of a hydrocarbon exploration campaign in the southern Upper Rhine Graben (Alsace Centrale, France). *Bulletin für angewandte Geologie*, 4, 3-80.

MAGNY M., 2004 - Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113 (1), 65-79.

MAGNY M., BÉGEOT C., GUIOT J. & PEYRON O., 2003 - Contrasting Patterns of Hydrological Changes in Europe in Response to Holocene Climate Cooling Phases. *Quaternary Science Reviews*, 22 (15-17), 1589-1596.

MAINGUET M., 1972 - *Le Modelé des grès: problèmes généraux*. Institut géographique national, Paris, France, 657 p.

MAIRE G., 1966 - *La Basse-Bruche: cône de piedmont et dynamique actuelle*. Thèse de 3e cycle, Université de Strasbourg, 133 p.

MAIRE G., 1967 - Aspects de l'évolution quaternaire de la vallée inférieure de la Bruche. *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace Lorraine*, 20 (3), 175-184.

MAIRE G., 1986 - Thur. *In Encyclopédie d'Alsace*. Publitotal, Strasbourg, 7340-7344.

MAIRE G., 1986 - Zorn. *In Encyclopédie d'Alsace*. Publitotal, Strasbourg, 7836-7838.

MAIRE G. & CLOOTS A.-R., 1984 - Les modifications de l'équilibre morphodynamique du lit de la Thur, en relation avec l'exploitation des Mines de Potasse d'Alsace. *Revue Géographique de l'Est*, 24 (2-3), 237-247.

MAIRE G., CLOOTS A.-R., DUBOIS G. & BLANALT J.-G., 1971 - *Carte géologique de la France au 1/50 000e, Strasbourg (272)*. BRGM, Orléans, carte et notice de 37 p.

MAIRE G. & HUMBERT J., 1983 - Bruche (la rivière). *In Encyclopédie d'Alsace*. Publitotal, Strasbourg, 866-871.

MANGERUD J., ANDERSEN S.T., BERGLUND B.E. & DONNER J.J., 1974 - Quaternary Stratigraphy of Norden, a Proposal for Terminology and Classification. *Boreas*, 3 (3), 109-126.

MARKOVIĆ S.B., STEVENS T., KUKLA G.J., HAMBACH U., FITZSIMMONS K.E., GIBBARD P., BUGGLE B., ZECH M., GUO Z., HAO Q., WU H., O'HARA DHAND K., SMALLEY I.J., ÚJVÁRI G., SÜMEGI P., TIMAR-GABOR A., VERES D., SIROCKO F., VASILJEVIĆ D.A., JARY Z., SVENSSON A., JOVIĆ V., LEHMKUHL F., KOVÁCS J. & SVIRČEV Z., 2015 - Danube Loess Stratigraphy - Towards a Pan-European Loess Stratigraphic Model. *Earth-Science Reviews*, 148, 228-258.

MAROCKE R., 1964 - Evolution des dépôts rhénans de la Haute-Alsace au cours du Pléistocène récent. *Bulletin de la société d'histoire naturelle de Colmar*, 51, 3-35.

MARTIN B., ANSEL R., GUERROUAH O., VITOUX M.-C. & WITH L., 2008 - Mulhouse (Haut-Rhin, France) face au risque majeur : Approche systémique et interdisciplinaire de la protection contre les inondations. *In* WISG (Dir.), *WISG 08 : Workshop Interdisciplinaire sur la Sécurité Globale*. WISG, Troyes, 1-6.

MARTINEZ-LAMAS R., TOUCANNE S., DEBRET M., RIBOULOT V., DELOFFRE J., BOISSIER A., CHERON S., PITEL M., BAYON G., GIOSAN L. & SOULET G., 2020 - Linking Danube River Activity to Alpine Ice-Sheet Fluctuations during the Last Glacial (ca. 33–17 Ka BP): Insights into the Continental Signature of Heinrich Stadials. *Quaternary Science Reviews*, 229, 106136.

MASON J.A., JACOBS P.M., GREENE R.S.B. & NETTLETON W.D., 2003 - Sedimentary aggregates in the Peoria Loess of Nebraska, USA. *CATENA*, 53 (4), 377-397.

MATHER A.E., STOKES M. & WHITFIELD E., 2017 - River Terraces and Alluvial Fans: The Case for an Integrated Quaternary Fluvial Archive. *Quaternary Science Reviews*, 166, 74-90.

MAYORAL A., GRANAI S., DEVELLE A.-L., PEIRY J.-L., MIRAS Y., COUDERC F., VERNET G. & BERGER J.-F., 2020 - Early Human Impact on Soils and Hydro-Sedimentary Systems: Multi-Proxy Geoarchaeological Analyses from La Narse de La Sauvetat (France). *The Holocene*, 30 (12), 1780-1800.

MAZENOT G., 1963 - *Recherches malacologiques sur les loess et les complexes lœssiques d'Alsace.* Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, 16 (1), Strasbourg, 69 p.

MEGHRAOUI M., DELOUIS B., FERRY M., GIARDINI D., HUGGENBERGER P., SPOTTKE I. & GRANET M., 2001 - Active Normal Faulting in the Upper Rhine Graben and Paleoseismic Identification of the 1356 Basel Earthquake. *Science*, 293 (5537), 2070-2073.

MEIJS E., MÜCHER H., OUWERKERK G., ROMEIN A. & STOLTENBERG H., 1983 - Evidence of Presence of the Eltville Tuff Layer in Dutsch and Belgian Limbourg and the Consequences for the Loess Stratigraphy. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 33 (1), 59-78.

MÉNILLET F., 1995 - *Les formations superficielles des Vosges et de l'Alsace. Identification, potentialités, contraintes*. *Rapport BRGM*, BRGM, Orléans, 106 p.

MÉNILLET F., 2015 - Mio-Pliocène du secteur de Haguenau (Bas-Rhin, France) : découvertes et avancées des connaissances par les travaux de Fritz Geissert, ses co-auteurs et la cartographie géologiques. *Bulletin de la société d'histoire naturelle de Colmar*, 72, 3-27.

MÉNILLET F., 2015 - *Carte géologique de la France à 1/50 000. 198, Haguenau*. BRGM, Orléans, carte et notice de 315 p.

MÉNILLET F., 2019 - Les alluvions d'âge miocène à pléistocène moyen sur le seuil de Belfort ; nouvelles observations et hypothèses sur l'évolution de la région durant ces périodes ; âge des dépôts à blocs de grès triasiques de la bordure alsacienne des Vosges. *Géologie de la France*, 1, 18-40.

MÉNILLET F., BENECKE E.W., SCHUMACHER E., 1989 - *Carte géologique de la France à 1/50 000. 168, Lembach*. BRGM, Orléans, carte et notice de 91 p.

MÉNILLET F., COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.-C., LOUGNON J.-M. & LETTERMANN M., 1989 - *Carte géologique de la France à 1/50 000. 412, Thann*. BRGM, Orléans, carte et notice de 137 p.

MÉNILLET F., VOGT H., SITTLER C., LETTERMANN M. & RINCK G., 1979 - *Carte géologique de la France à 1/50 000, Saverne*. BRGM, Orléans, carte et notice de 59 p.

MÉNILLET F. & WUSCHER P., 2017 - Géomorphologie des formations quaternaires du Fossé rhénan supérieur dans la Plaine d'Alsace. *In Le Quaternaire du Rhin supérieur (France, Allemagne, Suisse) : Livret-guide. Excursion CNF-INQUA, 17-19 mai 2017*. Sélestat, 13-16.

MERCIER J.-L. & JESER N., 2004 - The glacial history of the Vosges Mountains. *In Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*. Elsevier, Amsterdam, 113-118.

MERCIER N., 2008 - Datation des sédiments quaternaires par luminescence stimulée optiquement : un état de la question. *Quaternaire*, 19 (3), 195-204.

MESZNER S., FUCHS M. & FAUST D., 2011 - Loess-Palaeosol-Sequences from the Loess Area of Saxony (Germany). *E&G Quaternary Science Journal*, 60 (1), 47-65.

MESZNER S., KREUTZER S., FUCHS M. & FAUST D., 2013 - Late Pleistocene Landscape Dynamics in Saxony, Germany: Paleoenvironmental Reconstruction Using Loess-Paleosol Sequences. *Quaternary International*, 296, 94-107.

MESZNER S., KREUTZER S., FUCHS M. & FAUST D., 2014 - Identifying Depositional and Pedogenetic Controls of Late Pleistocene Loess-Paleosol Sequences (Saxony, Germany) by Combined Grain Size and Microscopic Analyses. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 58 (3), 63-90.

MICHLER M., 2017 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 1. Duttlenheim, Duppigheim et Ernolsheim-sur-Bruche (Bas-Rhin) : A355 : Du Néolithique à l'Antiquité. Rapport de diagnostic*, Inrap, Dijon, 278 p.

MICHLER M., ADAM P., CHENAL F., CLERC P., DELANGLE C., ES M. VAN, FÉLIU C., JODRY F., LEDUC C., LEFRANC P., PERTHUISON J., PLOUIN C., SCHAEFFER P., SCHNEIDER N., THOMAS Y. & WIETHOLD J., 2020 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 5, site 5.1. Vendenheim, Eckwersheim (Bas-Rhin), : A355, « Bruehl », «Kleine Seite « : Occupations de bas de versant entre Kochersberg et plaine alluviale rhénane, de la Pré- et Protohistoire à l'époque moderne*. Inrap Grand Est, Metz, 305 p.

MIEDEMA R., KOULECHOVA I.N. & GERASIMOVA M.I., 1999 - Soil Formation in Greyzems in Moscow District: Micromorphology, Chemistry, Clay Mineralogy and Particle Size Distribution. *CATENA*, 34 (3-4), 315-347.

MOINE O., 2008 - West-european malacofauna from loess deposits of the Weichselian Upper Pleniglacial : Compilation and preliminary analysis of the database. *Quaternaire*, 19 (1), 11-29.

MOINE O., 2014 - Weichselian Upper Pleniglacial Environmental Variability in North-Western Europe Reconstructed from Terrestrial Mollusc Faunas and Its Relationship with the Presence/Absence of Human Settlements. *Quaternary International*, 337, 90-113.

MOINE O., ANTOINE P., DESCHODT L. & SELLIER-SEGARD N., 2011 - Enregistrements malacologiques à haute résolution dans les lœss et les gleys de toundra du Pléniglaciaire weichselien supérieur : premiers exemples du nord de la France. *Quaternaire*, 22 (4), 307-325.

MOINE O., ANTOINE P., HATTÉ C., LANDAIS A., MATHIEU J., PRUD'HOMME C. & ROUSSEAU D.-D., 2017 - The Impact of Last Glacial Climate Variability in West-European Loess Revealed by Radiocarbon Dating of Fossil Earthworm Granules. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114 (24), 6209-6214.

MOINE O., ANTOINE P., HATTÉ C., LANDAIS A., MATHIEU J., PRUD'HOMME C. & ROUSSEAU D.-D., 2017 - The Impact of Last Glacial Climate Variability in West-European Loess Revealed by Radiocarbon Dating of Fossil Earthworm Granules. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114 (24), 6209-6214.

MOINE O., ROUSSEAU D.-D. & ANTOINE P., 2008 - The Impact of Dansgaard–Oeschger Cycles on the Loessic Environment and Malacofauna of Nussloch (Germany) during the Upper Weichselian. *Quaternary Research*, 70 (1), 91-104.

MOINE O., WUSCHER P., KRAUSS L., TAYLOR S., VILLA V. & ZENS J., 2017 - Séries loessiques, préhistoire et variabilité environnementale millénaire des deux dernières périodes glaciaires à Achenheim. *In Le Quaternaire du Rhin supérieur, France, Allemagne et Suisse. Livret-guide de l'excursion Afeq CNF-INQUA 17-19 mai 2017*. 33-39.

MOL J., VANDENBERGHE J. & KASSE C., 2000 - River Response to Variations of Periglacial Climate in Mid-Latitude Europe. *Geomorphology*, 33 (3-4), 131-148.

MUELLER D., PREUSSER F., BUECHI M.W., GEGG L. & DEPLAZES G., 2020 - Luminescence Properties and Dating of Glacial to Periglacial Sediments from Northern Switzerland. *Geochronology*, 2 (2), 305-323.

MURER A., BACHELLERIE F., BOURY L., CÉCILIOT C., DAVERAT L., GOEPFERT S., GOUDISSARD S., JAMMET-REYNAL L., MAUDUIT A. & TENUD A., 2016 - *Eguisheim « Lotissement Herrenweg ». Alsace, Haut-Rhin. Rapport Final d'Opération d'Archéologie préventive*, SRA Grand-Est, 440 p.

MUSSI M. & VILLA P., 2008 - Single Carcass of Mammuthus Primigenius with Lithic Artifacts in the Upper Pleistocene of Northern Italy. *Journal of Archaeological Science*, 35 (9), 2606-2613.

NEBOIT-GUILHOT R., 1977 - Un exemple de morphogénèse accélérée dans l'antiquité : les vallées du Basento et du Cavone en Lucanie (Italie). *Méditerranée*, 31 (4), 39-50.

NEBOIT-GUILHOT R., 1984 - Érosion des sols et colonisation grecque en Sicile et en Grande Grèce (Soil erosion and greek colonization in Sicily and great Greece). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **61**, (499), 5-13.

NIVIÈRE B., BRUESTLE A., BERTRAND G., CARRETIER S., BEHRMANN J. & GOURRY J.-C., 2008 - Active Tectonics of the Southeastern Upper Rhine Graben, Freiburg Area (Germany). *Quaternary Science Reviews*, 27 (5-6), 541-555.

NOCUS N., 2014 - *Forêts et Sociétés aux étages planitiaires et collinéens de l'Alsace du Néolithique au haut Moyen Âge : approche dendro-anthracologique*. Thèse de doctorat, Museum National d'Histoire Naturelle, Paris, 362 p.

NOVIKOFF A., TSAWLASSOU G., GAC J.Y., BOURGEAT F. & TARDY Y., 1972 - Altération des biotites dans les arènes des pays tempérés, tropicaux et équatoriaux. *Sciences Géologiques. Bulletin*, 15 (4), 287-305.

NYSSEN J., VAN NIEULAND J., VANDENBERGHE D., JUILLERET J. & TERHORST B., 2016 - Grèzes Litées and Their Genesis: The Site of Enscherange in the Rhenish-Ardennes Massif as a Case Study. *DIE ERDE – Journal of the Geographical Society of Berlin*, (1), 1-14.

OCCHIETTIS., GEBHARDT A., RUFFALDI P., ALLENET DE RIBEMONT G. & WALTER-SIMONNET A., 2020 - Unité fluviatile à échardes volcaniques d'un Interstade à betula/pinus antérieur à 53 ka (début du MIS 3) et optimum glaciaire pendant le MIS 4 au nord des Vosges centrales. *Quaternaire*, 31 (1), 1-17.

OLLIVE V., PETIT C., GARCIA J.-P. & REDDÉ M., 2006 - Rhine Flood Deposits Recorded in the Gallo-Roman Site of Oedenburg (Haut-Rhin, France). *Quaternary International*, 150 (1), 28-40.

ORTH P., 2005 - *Les archives fluviales du bassin versant de la Beuvronne (Seine-et-Marne, Bassin parisien, France)*. BAR International Series, 1357. 120 p.

PARTY J.-P., MULLER N. & SAUTER J., 2011 - *Référentiel Régional Pédologique de la region Alsace au 1/250 000*. Association pour la Relance Agronomique en Alsace (ARAA), Région Alsace, Chambre d'Agriculture d'Alsace, Ministère de l'Agriculture et Institut National de Recherche Agronomiques.

PASTRE J.-F., 2005 - Les nappes alluviales de l'Allier en Limagne (Massif Central, France) : stratigraphie et corrélations avec le volcanisme régional. *Quaternaire*, 16 (3), 153-175.

PASTRE J.F., FONTUGNE M., KUZUCUOGLU C., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., TALON M. & TISNÉRAT-LABORDE N., 1997 - L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants/The evolution of river beds in the North-East region of Paris (France) during the Lateglacial and theHolocene. Relation to the palaeoenvironments and to the human impact on the slopes. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 (4), 291-312.

PASTRE J.-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., ANTOINE P., CHAUSSÉ C., GAUTHIER A., GRANAI S., LE JEUNE Y. & WUSCHER P., 2014 - L'Holocène du Bassin parisien (France), apports de l'étude géoécologique et géoarchéologique des fonds de vallées. *In La géoarchéologie française au XXIe siècle*. CNRS, Paris, 89-106.

PASTRE J.-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., CHAUSSÉ C., FONTUGNE M., GAUTHIER A., KUNESH S., LE JEUNE Y. & SAAD M.-C., 2002 - Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin parisien. *In Les Fleuves ont une histoire. Paléo-environnements des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*. Errance, Paris, 29-44.

PASTRE J.F., ORTH P., LE JEUNE Y. & BENSAADOUNE S., 2006 - L'homme et l'érosion dans le Bassin parisien (France). La réponse morphosédimentaire des fonds de vallées au cours de la seconde partie de l'Holocène. *In L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement, table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot (Clermont-Ferrand, 25-27 mars 2004)*. Clermont-Ferrand, 237-247.

PAUL P., 1983 - climat (de l'Alsace). *In Encyclopédie d'Alsace*. Publitotal, Strasbourg, 1769-1777.

PAYTON R.W., 1992 - Fragipan Formation in Argillic Brown Earths (Fragiudalfs) of the Milfield Plain, North-East England. I. Evidence for a Periglacial Stage of Development. *Journal of Soil Science*, 43 (4), 621-644.

PAYTON R.W., 1993 - Fragipan Formation in Argillic Brown Earths (Fragiudalfs) of the Milfield Plain, North-East England. II. Post Devensian Developmental Processes and the Origin of Fragipan Consistence. *Journal of Soil Science*, 44 (4), 703-723.

PEETERS J., BUSSCHERS F.S., STOUTHAMER E., BOSCH J.H.A., VAN DEN BERG M.W., WALLINGA J., VERSENDAAL A.J., BUNNIK F.P.M. & MIDDELKOOP H., 2016 - Sedimentary Architecture and Chronostratigraphy of a Late Quaternary Incised-Valley Fill : A Case Study of the Late Middle and Late Pleistocene Rhine System in the Netherlands. *Quaternary Science Reviews*, 131, 211-236.

PENCK A. & BRÜCKNER E., 1909 - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Ch. A. Tauchnitz, Leipzig, 1157 p.

PETERS G. & BALEN R.T. VAN, 2007 - Pleistocene Tectonics Inferred from Fluvial Terraces of the Northern Upper Rhine Graben, Germany. *Tectonophysics*, 430 (1-4), 41-65.

PETERS G. & BALEN R.T. VAN, 2007 - Tectonic Geomorphology of the Northern Upper Rhine Graben, Germany. *Global and Planetary Change*, 58 (1-4), 310-334.

PETERS G., BUCHMANN T.J., CONNOLLY P., BALEN R.T. VAN, WENZEL F. & CLOETINGH S.A.P.L., 2005 - Interplay between Tectonic, Fluvial and Erosional Processes along the Western Border Fault of the Northern Upper Rhine Graben, Germany. *Tectonophysics*, 406 (1-2), 39-66.

PETIT C., CAMPY M., CHALINE J. & BONVALOT J., 1996 - Major Palaeohydrographic Changes in Alpine Foreland during the Pliocene - Pleistocene. *Boreas*, 25 (2), 131-143.

PICHOT A., MURER A., BARRAND-EMAM H., BOURY L., CAMPANER A., GOEPFERT S., ROTH-ZEHNER M., SCHOTT-TOULLEC L., TENUD A. & VERGNAUD L., 2017 - *Ensisheim (68) : « Reguisheimerfeld », ZAID tranches 1 et 2. rapport final d'opération (fouille préventive)*, Antea Archéologie, Habsheim, 538 et 117 p.

PIERREVELCIN G., BONNAIRE E., HIGELIN M., LEPROVOST C., PASCUTTO É., PUTELAT O., ROTH-ZEHNER M. & WUSCHER P., 2016 - *Ensisheim (68), Reguisheimer Feld/RD201 tranche 2 : Un nouvel habitat de La Tène finale à Ensisheim « Reguisheimer Feld ». Rapport de fouille préventive*, PAIR, Sélestat, 245 p.

PIGATI J.S., MCGEEHIN J.P., MUHS D.R. & BETTIS E.A., 2013 - Radiocarbon Dating Late Quaternary Loess Deposits Using Small Terrestrial Gastropod Shells. *Quaternary Science Reviews*, 76, 114-128.

PIGATI J.S., RECH J.A. & NEKOLA J.C., 2010 - Radiocarbon Dating of Small Terrestrial Gastropod Shells in North America. *Quaternary Geochronology*, 5 (5), 519-532.

PISSART A., 1987 - *Géomorphologie périglaciaire. Textes des leçons de la Chaire Francqui belge.* Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège, Liège, 135 p.

PLANCHON O. & ENDLICHER W., 2014 - Dynamique spatio-temporelle du climat de l'Europe centrale : analyse et impacts dans les régions viticoles. *In Changement climatique et terroirs viticoles*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris, 115-146.

PONEL P., 1995 - Rissian, Eemian and Würmian Coleoptera Assemblages from La Grande Pile (Vosges, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 114 (1), 1-41.

PREUSSER F., 2004 - Towards a Chronology of the Late Pleistocene in the Northern Alpine Foreland. *Boreas*, 33 (3), 195-210.

PREUSSER F., 2008 - Characterisation and Evolution of the River Rhine System. *Netherlands Journal of Geosciences*, 87 (01), 7-19.

PREUSSER F., BÜSCHELBERGER M., KEMNA H.A., MIOCIC J., MUELLER D. & MAY J.-H., 2021 - Exploring Possible Links between Quaternary Aggradation in the Upper Rhine Graben and the Glaciation History of Northern Switzerland. *International Journal of Earth Sciences*, 110 (5), 1827-1846.

PREUSSER F., DEGERING D., FUCHS M., HILGERS A., KADEREIT A., KLASEN N., KRBETSCHEK M., RICHTER D. & SPENCER J.Q.G., 2008 - Luminescence Dating: Basics, Methods and Applications. *E&G Quaternary Science Journal*, 57 (1/2), 95-149.

PREUSSER F., GEYH M.A. & SCHLÜCHTER C., 2003 - Timing of Late Pleistocene Climate Change in Lowland Switzerland. *Quaternary Science Reviews*, 22 (14), 1435-1445.

PREUSSER F., GRAF H.R., KELLER O., KRAYSS E. & SCHLÜCHTER C., 2011 - Quaternary glaciation history of northern Switzerland. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 60 (2-3), 282-305.

PREUSSER F., KOCK S. & RODNIGHT H., 2012 - Comment on Frechen et al. "Late Pleistocene Fluvial Dynamics in the Hochrhein Valle and in the Upper Rhine Graben: Chronological Frame". *International Journal of Earth Sciences*, 101 (1), 385-387.

PROVANSAL M. & LEVEAU P., 2006 - Morphogenèse, anthropisation et changements climatiques : état du champ scientifique. *In L'Érosion entre Société, Climat et Paléoenvironnement, Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot (Clermont-Ferrand, 25-26-27 mars 2004)*. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 191-202.

PRUD'HOMME C., 2017 - *Les granules de calcite de vers de terre, un support innovant pour la reconstitution du paléoclimat du Dernier Glaciaire en milieu loessique européen: Application à l'étude des interactions Homme-environnement au Paléolithique*. Thèse de doctorat, Paris 1 - Panthéon Sorbonne, Paris, 231 p.

PRUD'HOMME C., ANTOINE P., MOINE O., TURPIN E., HUGUENARD L., ROBERT V. & DEGEAI J.-P., 2015 - Earthworm Calcite Granules: A New Tracker of Millennial-Timescale Environmental Changes in Last Glacial Loess Deposits. *Journal of Quaternary Science*, 30 (6), 529-536.

PUISSÉGUR J.J., 1965 - La terrasse de Schiltigheim (Alsace) - Etude stratigraphique et malacologique. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 2 (1), 66-77.

RASMUSSEN S.O., BIGLER M., BLOCKLEY S.P., BLUNIER T., BUCHARDT S.L., CLAUSEN H.B., CVIJANOVIC I., DAHL-JENSEN D., JOHNSEN S.J., FISCHER H., GKINIS V., GUILLEVIC M., HOEK W.Z., LOWE J.J., PEDRO J.B., POPP T., SEIERSTAD I.K., STEFFENSEN J.P., SVENSSON A.M., VALLELONGA P., VINTHER B.M., WALKER M.J.C., WHEATLEY J.J. & WINSTRUP M., 2014 - A Stratigraphic Framework for Abrupt Climatic Changes during the Last Glacial Period Based on Three Synchronized Greenland Ice-Core Records: Refining and Extending the INTIMATE Event Stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14-28.

RAULT E., BINOIS-ROMAN A., BONNAIRE E., DELLOUL M., GAUTHIER A., LEPROVOST C., TEGEL W. & WUSCHER P., 2018 - *Weyersheim (Bas-Rhin) : « Ried », « Bruchmatten », « Rohr », « Schlack » - Extension de gravière, tr.1 : Une occupation domestique du premier âge du Fer dans le contexte humide du Ried Nord-Alsace*. Archéologie Alsace, Sélestat, 261 p.

RAULT E., KUCHARSKI M., LANDOLT M., PUTELAT O., ROUSSELET O. & WUSCHER P., 2016 - *Geudertheim (67) : Lotissement « Heiligenhausel II » : Une aire d'ensilage de La Tène ancienne. rapport de fouille préventive*, PAIR, Sélestat, 223 p.

RAYNAL J.-P., 1975 - *Recherches sur les dépôts quaternaires des grottes et abris du bassin permo-triassique de Brive*. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I, 128 p.

REIMER P.J., AUSTIN W.E.N., BARD E., BAYLISS A., BLACKWELL P.G., BRONK RAMSEY C., BUTZIN M., CHENG H., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAJDAS I., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MANNING S.W., MUSCHELER R., PALMER J.G., PEARSON C., PLICHT J. VAN DER, REIMER R.W., RICHARDS D.A., SCOTT E.M., SOUTHON J.R., TURNEY C.S.M., WACKER L., ADOLPHI F., BÜNTGEN U., CAPANO M., FAHRNI S.M., FOGTMANN-SCHULZ A., FRIEDRICH R., KÖHLER P., KUDSK S., MIYAKE F., OLSEN J., REINIG F., SAKAMOTO M., SOOKDEO A. & TALAMO S., 2020 - The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 Cal KBP). *Radiocarbon*, 62 (4), 725-757.

RENTZEL P., PREUSSER F., PÜMPIN C. & WOLF J.-J., 2009 - Loess and Palaeosols on the High Terrace at Sierentz (France), and Implications for the Chronology of Terrace Formation in the Upper Rhine Graben. *Swiss Journal of Geosciences*, 102 (3), 387-401.

REUTENAUER F., BONVALOT F. & BASOGE F., 2008 - *Ensisheim (68) : Chemin de l'Eiblen - 2008. Rapport de diagnostic*, PAIR, Sélestat, 19 p.

RIXHON G., BRIANT R.M., CORDIER S., DUVAL M., JONES A. & SCHOLZ D., 2017 - Revealing the Pace of River Landscape Evolution during the Quaternary: Recent Developments in Numerical Dating Methods. *Quaternary Science Reviews*, 166, 91-113.

RÖSCH M., 1992 - Human Impact as Registered in the Pollen Record: Some Results from the Western Lake Constance Region, Southern Germany. *Vegetation History and Archaeobotany*, 1 (2), 101-109.

ROTH-ZEHNER M., 2018 - *Horbourg-Wihr (Haut-Rhin) : 50 Grand'Rue : Fouille d'un quartier antique au centre de Horbourg-Wihr. rapport de fouille programmée*, Archéologie Alsace, Sélestat, 123 p.

ROTH-ZEHNER M., BIELLMANN P., GRANAI S., WUSCHER P. & ZEMLIC M., 2019 - *Horbourg-Wihr (Haut-Rhin) : 50 Grand'Rue : Fouille d'un quartier antique au centre de Horbourg-Wihr*. Archéologie Alsace, Sélestat.

ROTH-ZEHNER M., DELLOUL M., GRISELIN S., LEPROVOST C., RAULT E. & WUSCHER P., 2019 - *Ensisheim, Haut-Rhin, ZAID de Ensisheim / Réguisheim : Tranche 4, Reguisheimer Feld. Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 101 p.

ROTH-ZEHNER M., HIGELIN M., MURER A. & WUSCHER P., 2016 - *Horbourg-Wihr (Haut-Rhin) : 50 Grand'Rue. rapport de fouille programmée*, Archéologie Alsace, Sélestat, 149 p.

ROUSSÉ S., 2006 - *Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'oligocène moyen et supérieur du sud du fossé rhénan : Evolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant-pays alpin*. Thèse de doctorat, Strasbourg, 474 p.

ROUSSEAU D., ZÖLLER L. & VALET J.-P., 1998 - Late Pleistocene Climatic Variations at Achenheim, France, Based on a Magnetic Susceptibilité and TL Chronology of Loess. *Quaternary Research*, 49, 255-263.

ROUSSEAU D.D., ANTOINE P., HATTÉ C., LANG A., ZÖLLER L., FONTUGNE M., OTHMAN D.B., LUCK J.M., MOINE O., LABONNE M., BENTALEB I. & JOLLY D., 2002 - Abrupt Millennial Climatic Changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian Eolian Records during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21 (14-15), 1577-1582.

ROUSSEAU D.-D., KUKLA G., ZÖLLER L. & HRADILOVA J., 1998 - Early Weichselian dust storm layer at Achenheim in Alsace, France. *Boreas*, 27, 200-207.

RUDDIMAN W.F., 2003 - The Anthropogenic Greenhouse Era Began Thousands of Years Ago. *Climatic Change*, 61 (3), 261-293.

RUHLAND M., BLANALT J.-G., BÔMONT M., 1973 - *Carte géologique détaillée de la France, Thann*.

BRGM, Orléans, carte et notice de 27 p.

RUTH U., BIGLER M., RÖTHLISBERGER R., SIGGAARD-ANDERSEN M.-L., KIPFSTUHL S., GOTO-AZUMA K., HANSSON M.E., JOHNSEN S.J., LU H. & STEFFENSEN J.P., 2007 - Ice Core Evidence for a Very Tight Link between North Atlantic and East Asian Glacial Climate. *Geophysical Research Letters*, 34 (3), L03706.

SAINTY J., 1992 - Mutzig : un exceptionnel gisement du Quaternaire alsacien : première partie, le gisement et l'atelier de taille. *Cahiers alsaciens d'archéologie d'Art et d'Histoire*, XXXV, 5-14.

SAINTY J. & THÉVENIN A., 1978 - Le sol 74. *Recherches Géographiques à Strasbourg*, 7, 123-137.

SÁNCHEZ GOÑI M.F., LANDAIS A., FLETCHER W.J., NAUGHTON F., DESPRAT S. & DUPRAT J., 2008 - Contrasting Impacts of Dansgaard–Oeschger Events over a Western European Latitudinal Transect Modulated by Orbital Parameters. *Quaternary Science Reviews*, 27 (11-12), 1136-1151.

SÁNCHEZ GOÑI M.F., 2006 - Interactions végétation-climat au cours des derniers 425.000 ans en Europe occidentale. Le message du pollen des archives marines. *Quaternaire*, (vol. 17/1), 3-25.

SAUZET O., CAMMAS C., GILLIOT J.M., BAJARD M. & MONTAGNE D., 2017 - Development of a Novel Image Analysis Procedure to Quantify Biological Porosity and Illuvial Clay in Large Soil Thin Sections. *Geoderma*, 292, 135-148.

SCHAAF-RAETH O., 1979 - *Sédimentologie des loess et alluvions quaternaires de Hangenbieten et Achenheim (Alsace, France)*. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 141 p.

SCHIRMER W., 2012 - Rhine Loess at Schwalbenberg II — MIS 4 and 3. *E&G Quaternary Science Journal*, 61 (1), 32-47.

SCHIRMER W., 2016 - Late Pleistocene Loess of the Lower Rhine. *Quaternary International*, 411, 44-61.

SCHIRMER W., 2020 - Rhaetian Palaeo-Vertisol in Upper Franconia/Germany. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 171 (1), 45-70.

SCHIRMER W., BOS J.A.A., DAMBECK R., HINDERER M., PRESTON N., SCHULTE A., SCHWALB A. & WESSELS, 2005 - Holocene fluviatile processes and valley history in the River Rhine catchment. *Erdkunde*, 59 (3/4), 199-215.

SCHMITT L., 2001 - *Typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle de cours d'eau recherche méthodologique appliquée aux systèmes fluviaux d'Alsace*. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, Strasbourg, 217 p.

SCHMITT L., HOUSSIER J., MARTIN B., BEINER M., SKUPINSKI G., BOËS E., SCHWARTZ D., ERTLEN D., ARGANT J., GEBHARDT A., SCHNEIDER N., LASSERRE M., TRIANTAFILLIDIS G. & OLLIVE V., 2016 - Paléo-dynamique fluviale holocène dans le compartiment sud-occidental du Fossé Rhénan. *In Des fleuves et des hommes à l'époque mérovingienne. Territoire fluvial et société du premier Moyen-Age (Ve-XIIe siècle). Actes des 33e journées internationales d'archéologie mérovingienne, 28-30 septembre 2012, Strasbourg*. Supplément à la Revue Archéologique de l'Est, 42. Dijon, 15-33.

SCHNAEBELE R., 1948 - Monographie géologique du champ pétrolifère de Pechelbronn. *Mémoires du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 7 (1), 254 p.

SCHNEIDER N. & ERTLEN D., 2017 - *Géoarchéologie, des Vosges au Kochersberg : Les données de diagnostic et de fouilles de la Ligne à Grande Vitesse Est Européenne (LGVEE). Rapport annuel du projet « Empreintes de l'Homme dans l'Environnement, entre Vosges et Rhin »*. Inrap, Strasbourg, 335 p.

SCHNEIDER N., ERTLEN D., DURAND F., NOCUS N., GEBHARDT A., THOMAS Y., MICHLER M., SCHNEIKERT F. & BOËS É., 2014 - Diagnostic LGV Est Européenne en Alsace (France). Suivi géoarchéologique et études paléoenvironnementales : les clés de lecture du paysage. *In La géoarchéologie française au XXIe siècle*. CNRS, Paris, 35-45.

SCHNEIKERT F., 2015 - *Fegersheim-Geispolsheim (67) : Rocade sud de Strasbourg : Deux gisements d'habitat diachronique et deux ensembles funéraires du Bronze final et de l'Antiquité tardive*. *Rapport de diagnostic*, PAIR, Sélestat, 194 p.

SCHNEIKERT F., 2015 - *Brumath (67) : « Herrenwald », extension (tr. 1) : Des vestiges fossoyés d'époque indéterminée*. *Rapport de diagnostic*, PAIR, Sélestat, 48 p.

SCHNEIKERT F., 2017 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 2. Achenheim, Breuschwickersheim, Ernolsheim-sur-Bruche, Ittenheim, Kolbsheim, Osthoffen (Bas-Rhin) : A355*. *Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 360 p.

SCHNEIKERT F., ABERT F., ARNOLD É., PÉLISSIER A. & RAULT E., 2019 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 2B. Kolbsheim (Bas-Rhin) : A355*. *Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 71 p.

SCHNEIKERT F., BÉBIEN C., BIELLMANN P., HIGELIN M., PÉLISSIER A. & WUSCHER P., 2017 - *Horbourg-Wihr, Haut-Rhin 1 et 3 rue des Ecoles : de nouvelles données sur l'enceinte du castellum du 4e siècle et sur le château du 16e siècle des comtes de Wurtemberg. Rapport de diagnostic.* Archéologie Alsace, Sélestat, 142 p.

SCHNEIKERT F., BÉBIEN C., BIELLMANN P., HIGELIN M., REILLER H. & WUSCHER P., 2018 - *Horbourg-Wihr (Haut-Rhin) : Angle Grand Rue et rue de l'Abattoir : Des aménagements de berges antiques, le long d'un ancien cours de l'Ill. Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 76 p.

SCHNEIKERT F., BÉBIEN DABEK C., BIELLMANN P. & HIGELIN M., 2017 - *Horbourg-Wihr (Haut-Rhin) : 19, Grand'Rue : Des vestiges d'habitat autour d'une voie du Haut-Empire et une inhumation double*. *Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 76 p.

SCHNEIKERT F. & WUSCHER P., 2015 - *Wittenheim (68) : Projet d'extension de la ZA « Pôle 430 », « Auf den Wald ». Une structurede type « fente » et un probable fond de fosse circulaire sur 7 hectares de terrain diagnostiqué. Rapport de diagnostic*, PAIR, Sélestat, 31 p.

SCHNEIKERT F. & WUSCHER P., 2016 - *Blotzheim - Hésingue (68) : « Am Liesbachberg », « Enen der Liesbach », « In der Froene », « Klostermatten » (Blotzheim) et « Blettlermatten », « Liesbach », rue des Champs, « Kurze Roderen » (Hésingue), Déplacement du Liesbach et aménagement d'un bassin écrêteur*. *Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 56 p.

SCHNEIKERT F. & WUSCHER P., 2016 - *Niederhergheim (Haut-Rhin) : « Mittlere Allmende », Extension ZA Ouest. Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 43 p.

SCHNEIKERT F. & WUSCHER P., 2016 - *Pulversheim (68) : « Ochsenweidle », rue de Cernay / rue de Mulhouse*. *Rapport de diagnostic*, PAIR, Sélestat, 39 p.

SCHULTE P., LEHMKUHL F., STEININGER F., LOIBL D., LOCKOT G., PROTZE J., FISCHER P. & STAUCH G., 2016 - Influence of HCl Pretreatment and Organo-Mineral Complexes on Laser Diffraction Measurement of Loess–Paleosol-Sequences. *CATENA*, 137, 392-405.

SCHUMACHER E., 1914 - Achenheim als Geologisch-Praehistorische Station. *Die Vogesen*, (12), 144-146.

SCHUMACHER M.E., 2002 - Upper Rhine Graben: Role of Preexisting Structures during Rift Evolution. *Tectonics*, 21 (1), 1006-1023.

SCHWAN J., 1986 - The origin of horizontal alternating bedding in weichselian aeolian sands in northwestern Europe. *Sedimentary Geology*, 49, 73-108.

SCHWARTZ D., GEBHARDT A., ERTLEN D., TRAUTMANN M., ZUMBRUNN O. & BOES E., 2009 - Découverte de traces de paléolabours (protohistoriques) sous un luvisol à Gottesheim (67). Etude pédologique, conséquences sur la formation des luvisols. *In Actes des 10° Journées d'Etude des Sols, 11-15 mai 2009, Strasbourg*, AFES/LIVE, Strasbourg, 37-38.

SCHWIEN J.-J. & SCHNEIDER N., 1998 - Le site naturel de Strasbourg et ses aménagements hydrographiques de l'Antiquité à l'époque moderne. *Archéologie Médiévale*, (28), 33-69.

SEDDOH F. & PÉDRO G., 1974 - Caractérisation des différents stades de transformation des biotites et biotites chloritisées dans les arènes granitiques du Morvan. Conséquences minéralogiques et géochimiques sur l'évolution des micas dans les conditions de surface du globe. *Bulletin du Groupe français des Argiles*, 26 (1), 107-125.

SEDOV S., SYCHEVA S., PI T. & DÍAZ J., 2013 - Last Interglacial Paleosols with Argic Horizons in Upper Austria and Central Russia: Pedogenetic and Paleoenvironmental Inferences from Comparison with the Holocene Analogues. *E&G Quaternary Science Journal*, 62 (1), 44-58.

SELL Y., BERCHTOLD J.-P., CALLOT H., HOFF M., GALL J.-C. & WALTER J.-M., 1998 - *L'Alsace et les Vosges : géologie, milieux naturels, flore et faune*. Delachaux et Niestlé, Paris, 352 p.

SEMMEL A., 1996 - *Pleistozäne und holozäne Böden aus Lößsubstraten am Nordrand der Oberrheinischen Tiefebene*. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten Serie D, 20, Universität Frankfurt, 141 p.

SERANGELI J., BÖHNER U., VAN KOLFSCHOTEN T. & CONARD N.J., 2015 - Overview and New Results from Large-Scale Excavations in Schöningen. *Journal of Human Evolution*, 89, 27-45.

SERET G., DRICOT E. & WANSARD G., 1990 - Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346, 453-456.

SERET G., GUIOT J., WANSARD G., BEAULIEU J.L. DE & REILLE M., 1992 - Tentative Palaeoclimatic Reconstruction Linking Pollen and Sedimentology in La Grande Pile (Vosges, France). *Quaternary Science Reviews*, 11 (4), 425-430.

SÉVÊQUE N., 2017 - *Variabilité des comportements alimentaires au Paléolithique moyen en France septentrionale - Apports des études archéozoologiques.* Thèse de doctorat, Université de Lille 3, 707 p.

SHIPTON Z.K., MEGHRAOUI M. & MONRO L., 2017 - Seismic Slip on the West Flank of the Upper Rhine Graben (France–Germany): Evidence from Tectonic Morphology and Cataclastic Deformation Bands. *Geological Society, London, Special Publications*, 432 (1), 147-161.

SIMLER L., 1984 - Nappe phréatique. *In Encyclopédie d'Alsace*. Publitotal, Strasbourg, 5466-5474.

SIMLER L., VALENTIN J. & DUPRAT ALBERT, 1979 - *La nappe phréatique de la plaine du Rhin en Alsace*. Mémoire Sciences Géologiques, 60, Strasbourg, 266 p.

SIROCKO F., KNAPP H., DREHER F., FÖRSTER M.W., ALBERT J., BRUNCK H., VERES D., DIETRICH S., ZECH M., HAMBACH U., RÖHNER M., RUDERT S., SCHWIBUS K., ADAMS C. & SIGL P., 2016 - The ELSA-Vegetation-Stack: Reconstruction of Landscape Evolution Zones (LEZ) from Laminated Eifel Maar Sediments of the Last 60,000 Years. *Global and Planetary Change*, 142, 108-135.

SISSINGH W., 1998 - Comparative Tertiary Stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: Correlation of Alpine Foreland Events. *Tectonophysics*, 300 (1-4), 249-284.

SITTLER C., 1965 - *Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien, études sédimentologiques et paléoclimatiques.* Mémoires du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, 24, Strasbourg, 392 p.

SITTLER C., 1972 - Le Sundgau, aspect géologique et structural. *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 25 (2), 93-118.

SITTLER C., 1982 - argile. *In Encyclopédie d'Alsace*. Publitotal, Strasbourg, 323-330.

SKRZYPEK E., CRUZ MERMY D., CHÈVREMONT P. & MÉNILLET F., 2008 - *Carte géologique harmonisée du département du Haut-Rhin (68). Notice géologique.* RP-56029-FR. BRGM, 322 p.

SKRZYPEK E., CRUZ-MERMY D., CHÈVREMONT P. & MÉNILLET F., 2007 - *Carte géologique harmonisée du département du Bas-Rhin (67). Notice géologique.* RP-56028-FR. BRGM, 319 p.

SOMMÉ J., 1977 - *Les Plaines du Nord de la France et leur bordure: étude géomorphologique*. Thèse, Université de Paris 1, 780 p.

SOMMÉ J., LAUTRIDOU J.P., HEIM J., MAUCORPS J., PUISSÉGUR J.J., ROUSSEAU D.D., THÉVENIN A. & VAN VLIET-LANOË B., 1986 - Le cycle climatique du Pléistocene supérieur dans les loess d'Alsace à Achenheim. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 23 (1), 97-104.

SPAARGAREN O., 2008 - Cambisols. *In Encyclopedia of soil science.* Springer, 80-81.

ŠPAČEK P., VALENTA J., TÁBOŘÍK P., AMBROŽ V., URBAN M. & ŠTĚPANČÍKOVÁ P., 2017 - Fault Slip versus Slope Deformations: Experience from Paleoseismic Trenches in the Region with Low Slip-Rate Faults and Strong Pleistocene Periglacial Mass Wasting (Bohemian Massif). *Quaternary International*, 451, 56-73.

SPRAFKE T. & OBREHT I., 2016 - Loess: Rock, Sediment or Soil – What Is Missing for Its Definition? *Quaternary International*, 399, 198-207.

SPRAFKE T., TERHORST B., PETICZKA R. & THIEL C., 2013 - Paudorf Locus Typicus (Lower Austria) Revisited: The Potential of the Classic Loess Outcrop for Middle to Late Pleistocene Landscape Reconstructions. *E& G Quaternary Science Journal*, 62 (1), 59-72.

STÄBLEIN G., 1968 - *Reliefgeneration der Vorderpfalz*. Würzburger geographische Arbeiten, 23, Würzburg, 189 p.

STARKEL L., GE¸BICA P. & SUPERSON J., 2007 - Last Glacial–Interglacial Cycle in the Evolution of River Valleys in Southern and Central Poland. *Quaternary Science Reviews*, 26 (22-24), 2924-2936.

STEINER N., 2015 - *Holtzheim (Bas-Rhin) : Parc d'activités Joffre : Découverte d'une occupation diachronique sur la basse-terrasse de Lingolsheim : des fosses d'habitat du Néolithique ancien et du Hallstatt final, une sépulture plurielle du Néolithique récent, des puits de l'Âge du Bronze et de l'Antiquité*. *Rapport de diagnostic*, PAIR, Sélestat, 84 p.

STEINER N., 2017 - *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 6. Eckwersheim, Geudertheim, Vendenheim, (Bas-Rhin) : A355 : Découverte d'occupations néolithiques, protohistoriques et gallo-romaines sur le cône de déjection de la Zorn*. Archéologie Alsace, Sélestat, 114 p.

STEINER N., CORNET E., FLEISCHER F., VIGREUX T., CHAMPOUGNY A., NICOUD E. & MOINE O., 2012 - *L.G.V. Rhin-Rhône (Haut-Rhin), Phase 2 Branche Est, Burnhaupt-le-Haut, Aspach-le-Bas, Schweighouse-Thann, Reiningue (du PK 158,320 au PK 169,300), Volume 1 - texte*. *Rapport de diagnostic*, PAIR, INRAP, CNRS, Sélestat, 222 p.

STEINER N. & WUSCHER P., 2015 - *Strasbourg (Bas-Rhin) : Entre l'A350 et la rue Fritz Kieffer*. *Rapport*

de diagnostic, PAIR, Sélestat, 41 p.

STEINER N. & WUSCHER P., 2017 - *Betschdorf (Bas-Rhin) : « Schlittweg » : Découverte d'une fosse néolithique (Néolithique récent ?). Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 44 p.

STOETZEL E., KOEHLER H., CLIQUET D., SÉVÊQUE N. & AUGUSTE P., 2016 - New Data on Late Pleistocene Small Vertebrates from Northern France. *Comptes Rendus Palevol*, 15 (6), 681-695.

STROEVEN A.P., HÄTTESTRAND C., KLEMAN J., HEYMAN J., FABEL D., FREDIN O., GOODFELLOW B.W., HARBOR J.M., JANSEN J.D., OLSEN L., CAFFEE M.W., FINK D., LUNDQVIST J., ROSQVIST G.C., STRÖMBERG B. & JANSSON K.N., 2016 - Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 147, 91-121.

SVENDSEN J.I., ALEXANDERSON H., ASTAKHOV V.I., DEMIDOV I., DOWDESWELL J.A., FUNDER S., GATAULLIN V., HENRIKSEN M., HJORT C., HOUMARK-NIELSEN M., HUBBERTEN H.W., INGÓLFSSON Ó., JAKOBSSON M., KJÆR K.H., LARSEN E., LOKRANTZ H., LUNKKA J.P., LYSÅ A., MANGERUD J., MATIOUCHKOV A., MURRAY A., MÖLLER P., NIESSEN F., NIKOLSKAYA O., POLYAK L., SAARNISTO M., SIEGERT C., SIEGERT M.J., SPIELHAGEN R.F. & STEIN R., 2004 - Late Quaternary Ice Sheet History of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11), 1229-1271.

TEDROW J. & HILL D., 1955 - Arctic brown soil. *Soil Science*, 80 (4), 265-276.

TERHORST B., 2000 - The Influence of Pleistocene Landforms on Soil-Forming Processes and Soil Distribution in a Loess Landscape of Baden–Württemberg (South-West Germany). *CATENA*, 41 (1-3), 165-179.

THÉOBALD N., 1955 - Description géologique du Mont National et du Bischenberg au Nord d'Obernai (Bas-Rhin). *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 8 (1), 61-82.

THÉOBALD N., 1955 - Les alluvions anciennes au sud de la Bruche et aux environs d'Obernai (Bas-Rhin). *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 8 (1), 83-104.

THÉOBALD N., 1970 - Chronologie des dépôts quaternaires à l'Est de Rosheim et de Bischoffsheim. *Bulletin de l'Association Française d'Etude du Quaternaire*, 7 (1), 35-39.

THÉOBALD N., BLANALT J.-G. & MÉNILLET F., 1977 - *Carte géologique de la France au 1/50 000e, Neuf-Brisach*. BRGM, Orléans, carte et notice de 43 p.

THÉOBALD N. & HUDELEY H., 1976 - *Carte géologique de la France au 1/50 000e, Mulhouse*. BRGM, Orléans, 27 p.

THÉVENIN A., 1972 - Du Paléolithique ancien au Néolithique dans l'Est de la France : Actualité des recherches. *Revue Archéologique de l'Est et du Centre-Est*, XXIII (3-4), 163-204.

THIEL C., BUYLAERT J.-P., MURRAY A. & TSUKAMOTO S., 2011 - On the applicability of post-IR IRSL dating to Japanese loess. *Geochronometria*, 38 (4), 369-378.

THOMAS Y., CHENAL F., COUREL B., DELANGLE C., DOTTORI B., GEBHARDT A., HART P., JODRY F., LEDUC C., LEFRANC P., MICHLER M., PLOUIN C., SCHNEIDER N., ES M. VAN & WIETHOLD J., 2020 - *Grand Est, Bas-Rhin, Eckwersheim « Kleine breite », COS site 5.2. Indice de fréquentation au Mésolithique, dispositifs néolithiques de Schlitzgruben et vestiges d'habitats du Néolithique ancien au premier âge du Fer. Raport de fouille*, Inrap, Strasbourg, 532 p.

TRICART J., 1956 - Tectonique quaternaire aux environs de Saverne. *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine* , 9 (1), 85-93.

TRICART J. & BRAVARD J.-P., 1991 - L'aménagement des trois plus grands fleuves européens : Rhin, Rhône et Danube. Problèmes et méfaits. *Annales de géographie*, **561-562**, 668-713.

TRICART J., PUISSEGUR J.-J., CLOOTS-HIRSCH A.R. & PANIZZA M., 1970 - Evolution du cône mindelien de la Zorn à Eckwersheim (Bas-Rhin). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 7 (1), 3-12.

UGOLINI F.C., 1986 - Pedogenic Zonation in the Well-Drained Soils of the Arctic Regions. *Quaternary Research*, 26, 100-120.

VAN GEEL B., VAN DER PLICHT J., KILIAN M.R., KLAVER E.R., KOUWENBERG J.H.M., RENSSEN H., REYNAUD-FARRERA I. & WATERBOLK H.T., 1998 - The Sharp Rise of Δ14C ca. 800 Cal BC: Possible Causes, Related Climatic Teleconnections and the Impact on Human Environments. *Radiocarbon*, 40 (1), 535-550.

VAN VLIET-LANOË B., 1986 - Le pédocomplexe du dernier interglaciaire (de 125 000 à 75 000 BP). Variations de faciès et signification paléoclimatique du Sud de la Pologne à l'Ouest de la Bretagne. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 23 (1), 139-150.

VAN VLIET-LANOË B., 2005 - *La planète des glaces: histoire et environnements de notre ère glaciaire*. Vuibert, DL 2005, Paris, France, 470 p.

VAN VLIET-LANOË B., FAGNART J.-P., LANGOHR R. & MUNAUT A.-V., 1992 - Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture loessique d'Europe occidentale: Argumentation stratigraphique et archéologique. *Science du Sol*, 30 (2), 75-93.

VAN VLIET-LANOË B. & VALADAS B., 1983 - A propos des formations déplacées des versants cristallins des massifs anciens : le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 20 (4), 153-160.

VANDENBERGHE J., 1995 - Timescales, Climate and River Development. *Quaternary Science Reviews*, 14 (6), 631-638.

VAUTHIER S., 2016 - *Mundolsheim (Bas-Rhin) : Lotissement « Quartier du Parc », Rue de Strasbourg : Une occupation de la fin de l'Âge du Bronze et du début de l'Âge du Fer*. *Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 49 p.

VAUTHIER S., 2017 - *Hésingue (Haut-Rhin) : Zone d'activité du Technoparc « Zwischen den Rainen »*. *Rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 19 p.

VAUTHIER S., BACHELLERIE F., BONNAIRE E., LEPROVOST C., PÉLISSIER A. & WUSCHER P., 2019 - *Sausheim (Haut-Rhin) : « Mittelhoetzleinfeld », Rue des Primevères, rue de la Hardt, rue des Vosges : Un paléosol mésolithique et une crémation du Néolithique moyen. Rapport de diagnostic.* Archéologie Alsace, Sélestat, 38 p.

VAUTHIER S., RAULT E. & WUSCHER P., 2017 - *Hésingue et Saint-Louis (Haut-Rhin) « Kirchhoelzle », « Spielmann » et « Niederen Grut » : Un vase de stockage de la fin de l'Âge du Bronze en place*. *Rapport de diagnostic préventif*, Archéologie Alsace, Sélestat, 48 p.

VERGNAUD L., CAMPANER A., DENAIRE A., GOEPFERT S., JAMMET-REYNAL L., PERRIN B., ROTH-ZEHNER M., BOURY L., CHENAL F. & RENARD C.M., 2016 - *Morschwiller-le-Bas « Ungeheuer Hoelzle » Alsace, Haut-Rhin (68), Un ensemble funérair rubané, un habitat Horgen et Bronze final*. Antea Archéologie / SRA Alsace, Habsheim / Strasbourg, 446 p.

VERGNAUD L., ROTH-ZEHNER M., BROC É., CAMPANER A., DENAIRE A. & MAUDUIT A.,

2013 - *Bischwihr « Muehlaecker »*. ANTEA Archéologie, Habsheim, 270 p.

VERSTRAETEN G., ROMMENS T., PEETERS I., POESEN J., GOVERS G. & LANG A., 2009 - A Temporarily Changing Holocene Sediment Budget for a Loess-Covered Catchment (Central Belgium). *Geomorphology*, 108 (1-2), 24-34.

VIGREUX T., AOUSTIN D., DEGEAI J.-P. & KOZIOL A., 2012 - Évolution de la plaine alluviale du Rhin dans la région du « Ried nord » : paléoenvironnement et interactions anthropiques depuis l'Âge du Bronze jusqu'à l'Antiquité / Haut Moyen Âge (Roeschwoog, Bas-Rhin, Alsace). *Quaternaire*, 23 (4), 321-337.

VIGREUX T., AOUSTIN D. & FLOTTÉ P., 2011 - Enregistrement sédimentaire et environnement Holocène de la plaine alluviale du Giessen (Scherwiller, Bas-Rhin, Alsace). *Quaternaire*, (vol. 22/2), 129-145.

VOGT H., 1992 - *Le relief en Alsace: étude géomorphologique du rebord sud-occidental du Fossé rhénan*. Oberlin, Strasbourg, 239 p.

VOGT T. & MAROCKE R., 1973 - Les encroûtements calcaires de la Hardt (Haute-Alsace) : Genèse et évolution. *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 26 (4), 305-314.

VON ELLER J.-P., LILLIÉ F. & BLANALT J.-G., 1975 - *Carte géologique de la France à 1/50 000. 271, Molsheim*. BRGM, Orléans, carte et notice de 80 p.

VUILLEMIN A., BASOGE F., BÉBIEN C., DOURY G., HIGELIN M., PUTELAT O., TEGEL W. & WUSCHER P., 2019 - *Mulhouse (Haut-Rhin) : Cour de Lorraine : Un fossé du Bas Empire. L'enceinte urbaine médiévale et ses abords (13e - 18e s.). Un site industriel textile (2e moitié du 18e s. - 1876 ca). L'école de la Cour de Lorraine, son gymnase et sa tranchée de défense passive (1876 à nos jours). Rapport de fouille*. Archéologie Alsace, Sélestat, 252 p.

VYSLOUŽILOVÁ B., 2014 - *Steppes ou forêts ? Les conditions environnementales de la formation et de l'évolution des chernozems en Europe Centrale*. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg et Université de Prague, 398 p.

VYSLOUŽILOVÁ B., ERTLEN D., SCHWARTZ D. & ŠEFRNA L., 2016 - Chernozem. From Concept to Classification: A Review. *AUC GEOGRAPHICA*, 51 (1), 85-95.

WALK J., STAUCH G., BARTZ M., BRÜCKNER H. & LEHMKUHL F., 2019 - Geomorphology of the Coastal Alluvial Fan Complex Guanillos, Northern Chile. *Journal of Maps*, 15 (2), 436-447.

WALKER M., HEAD M.J., BERKELHAMMER M., BJÖRCK S., CHENG H., CWYNAR L., FISHER D., GKINIS V., LONG A., LOWE J., NEWNHAM R., RASMUSSEN S.O. & WEISS AND H., 2018 - Formal Ratification of the Subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): Two New Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and Three New Stages/Subseries. *Episodes Journal of International Geoscience*, 41 (4), 213-223.

WALTER-SIMONNET A.-V., BOSSUET G., SIMMONET J.-P., DEVELLE A.-L., BÉGEOT C., RUFFALDI P., RÉGENT B. & WACKENHEIM C., 2010 - Sédimentation tardiglaciaire dans le Marais de la Maxe et le lac de Sewen (massif des Vosges, France) - premiers résultats. *Annales scientifiques de la réserve de Biosphère transfrontalière Vosges du Nord*, Pfälzerwald, (15), 251-266.

WATERS C.N., FAIRCHILD I.J., MCCARTHY F.M.G., TURNEY C.S.M., ZALASIEWICZ J. & WILLIAMS M., 2018 - How to Date Natural Archives of the Anthropocene. *Geology Today*, 34 (5), 182-187.

WATERS C.N., ZALASIEWICZ J., SUMMERHAYES C., BARNOSKY A.D., POIRIER C., GA USZKA A., CEARRETA A., EDGEWORTH M., ELLIS E.C., ELLIS M., JEANDEL C., LEINFELDER R., MCNEILL J.R., RICHTER D. D., STEFFEN W., SYVITSKI J., VIDAS D., WAGREICH M., WILLIAMS M., ZHISHENG A., GRINEVALD J., ODADA E., ORESKES N. & WOLFE A.P., 2016

- The Anthropocene Is Functionally and Stratigraphically Distinct from the Holocene. *Science*, **351**, (6269), aad2622-aad2622, 10.1126/science.aad2622.

WEISROCK A., 2002 - L'incision des vallées : une question de temps ? *Revue Géographique de l'Est*, 42 (2), 1-11.

WERLÉ M., 2016 - *Strasbourg (Bas-Rhin) : 16 rue Martin Bucer - 51 rue du Faubourg National : Le processus d'urbanisation d'un site dans le faubourg ouest, près de l'église Sainte-Aurélie, de l'Antiquité à nos jours*. *Rapport de fouille préventive*, PAIR, Sélestat, 356 p.

WERNERT P., 1957 - *Stratigraphie paléontologigue et préhistorique des sédiments quaternaires d'Alsace, Achenheim*. Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, 14, Strasbourg, 262 p.

WINTLE A.G. & MURRAY A.S., 2006 - A Review of Quartz Optically Stimulated Luminescence Characteristics and Their Relevance in Single-Aliquot Regeneration Dating Protocols. *Radiation Measurements*, 41 (4), 369-391.

WOILLARD G., 1975 - *Recherches palynologiques sur le pleistocene dans l'est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines*. Université catholique de Louvain, Institut de géographie, Louvain-la-Neuve, Belgique, 118 et 40 p.

WOILLARD G. & MOOK W.G., 1982 - Carbon-14 Dates at Grande Pile : Correlation of Land Sea Chronologies. *Science*, 215 (4529), 159-161.

WOLFF E.W., CHAPPELLAZ J., BLUNIER T., RASMUSSEN S.O. & SVENSSON A., 2010 - Millennial-Scale Variability during the Last Glacial: The Ice Core Record. *Quaternary Science Reviews*, 29 (21-22), 2828-2838.

WUSCHER P., 2018 - *Schaffhouse-près-Seltz (Bas-Rhin) : « Muld », carrière Wienerberger*. *rapport de diagnostic*, Archéologie Alsace, Sélestat, 47 p.

WUSCHER P., 2020 - Hydrogéologie de la plaine d'Alsace. *In Les puits de la Protohistoire dans l'est de la France*. Mémoire d'Archéologie du Grand Est, Strasbourg, 13-18.

WUSCHER P., BACHELLERIE F., DIEMER S., KOEHLER H., GRISELIN S., GOUDISSARD S., FABRE M., PRACHT A., SCHNEIDER N., BOËS E., MOINE O., 2021 – Du Nouveau à l'Est : Les recherches récentes sur le Paléolithique en Alsace menées dans le cadre du PCR PaleoEls. *In* Blaser F., Djema H., Locht J.-L. et Chaussé C., *De l'Île-de-France à l'Europe du Nord-Ouest, les peuplements humains avant le dernier maximum glaciaire : bilan, objectifs et perspectives de la recherche (actes de la table ronde de Nanterre, 15-16 octobre 2018)*, Revue Archéologique de Picardie, Numéro spécial, 36, 305-320.

WUSCHER P., BACHELLERIE F., KOEHLER H., DIEMER S., GRISELIN S., GOUDISSARD S., FÉLIU C., SCHNEIDER N., PRACHT A., FABRE M., MOINE O., CLAUD E., SALOMON F., RAMBEAU C., SCHMITT L., SÉVÊQUE N., PREUSSER F., ANTOINE P., RINTERKNECHT V., VILLA V., RIXHON G., BOËS E., BASOGE F. & SCHWARTZ D., 2019 - *Le Paléolithique et le Mésolithique de la Plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes : Reprise des données existantes, pistes pour détecter les sites et approches territoriales. Bilan de l'année 2018.* Ministère de la Culture, Strasbourg, 232 p.

WUSCHER P., BACHELLERIE F., KOEHLER H., DIEMER S., GRISELIN S., GOUDISSARD S., SCHNEIDER N., PRACHT A., FABRE M., SÉVÊQUE N., BASOGE F., BOËS É., PREUSSER F., MOINE O., CLAUD E., SCANDALORI T., RINTERKNECHT V. & VILLA V., 2020 - *Le Paléolithique et le Mésolithique d'Alsace, des massifs montagneux à la plaine : Ressources, localisation des sites et approches territoriales. Bilan annuel 2019.* Ministère de la Culture, Strasbourg, 117 p.

WUSCHER P., BACHELLERIE F., KOEHLER H., GRISELIN S., MAUVILLY M., DIEMER S., DELGAY C., GOUDISSARD S., SCHNEIDER N., FABRE M., BASOGE F., BOËS E., MOINE O., CLAUD E., RINTERKNECHT V., SCANDALORI T. & MICHLER R., 2021 - *Le Paléolithique et le Mésolithique d'Alsace, des massifs montagneux à la plaine : Ressources, localisation des sites et approches territoriales. Bilan annuel 2020.* Ministère de la Culture, Strasbourg, 127 p.

WUSCHER P., BLASER R., CAMMAS C., DURAND J., GLISONI S., SARON E. & PASTRE J.-F., 2012 - Des plateaux, des limons et des hommes : état des connaissances et questions sur les sols et l'érosion tardiglaciaires et holocènes en Ile-de-France. *Revue Archéologique d'Ile-de-France*, 5, 5-28.

WUSCHER P., DIEMER S., KOEHLER H., BACHELLERIE F., GRISELIN S., GOUDISSARD S., SCHNEIDER N., SÉVÊQUE N., BASOGE F., PREUSSER F., MOINE O., BOËS E., PRACHT A., DETREY J., LEFRANC P., ERTLEN D. & AFFOLTER J., 2018 - *Le Paléolithique et le Mésolithique de la Plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes : Reprise des données existantes, pistes pour détecter les sites et approches territoriales. Bilan de l'année 2017. Rapport de Projet Collectif de Recherche*, Ministère de la Culture, 132 p.

WUSCHER P., JORDA C., BORDERIE Q., SCHNEIDER N. & BRUXELLES L., 2020 - De la formation géologique à la tranchée : trouver et comprendre les sites archéologiques menacés par les travaux d'aménagement du territoire. *Archimède*, 7, 157-174.

WUSCHER P., KOEHLER H., MOINE O., BACHELLERIE F., BASOGE F., GRISELIN S., SCHNEIDER N., BOËS E., DIEMER S. & SÉVÊQUE N., 2016 - *Le Paléolithique et le Mésolithique de la Plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes. Reprises des données existantes, pistes pour détecter les sites et approches territoriales*. *Rapport de Projet Collectif de Recherche*, Ministère de la Culture, 53 p.

WUSCHER P., KOEHLER H., MOINE O., BACHELLERIE F., GRISELIN S., GOUDISSARD S., BOËS É., PRACHT A., SCHNEIDER N., SÉVÊQUE N., DETREY J. & BASOGE F., 2017 - *Le Paléolithique et le Mésolithique de la Plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes. Reprises des données existantes, pistes pour détecter les sites et approches territoriales. Bilan de l'année 2016. rapport de Projet Collectif de Recherche*, ministère de la Culture (SRA Alsace), Strasbourg, 95 p.

WUSCHER P. & PEZIN A., 2010 - Morphogenèse de la vallée du Tech à Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales) durant l'Holocène et évolution des versants jusqu'à la fin de l'Âge du Bronze. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 21 (4), 345-356.

WUSCHER P., RAULT E., CHOSSON M. & GAUTHIER A., 2020 - Le Tardiglaciaire et l'Holocène du Ried de la Zorn à Weyersheim (Alsace, France) : données nouvelles sur les paléoenvironnements et les dynamiques de peuplement d'une zone humide en périphérie de la plaine rhénane. *Quaternaire*, 31 (1), 19-31.

ZALASIEWICZ J., WATERS C.N., ELLIS E.C., HEAD M.J., VIDAS D., STEFFEN W., THOMAS J.A., HORN E., SUMMERHAYES C.P., LEINFELDER R., MCNEILL J.R., GAŁUSZKA A., WILLIAMS M., BARNOSKY A.D., RICHTER D. DEB., GIBBARD P.L., SYVITSKI J., JEANDEL C., CEARRETA A., CUNDY A.B., FAIRCHILD I.J., ROSE N.L., IVAR DO SUL J.A., SHOTYK W., TURNER S., WAGREICH M. & ZINKE J., 2021 - The Anthropocene: Comparing Its Meaning in Geology (Chronostratigraphy) with Conceptual Approaches Arising in Other Disciplines. *Earth's Future*, 9, e2020EF001896.

ZENS J., SCHULTE P., KLASEN N., KRAUSS L., PIRSON S., BUROW C., BRILL D., ECKMEIER E., KELS H., ZEEDEN C., SPAGNA P. & LEHMKUHL F., 2018 - OSL Chronologies of Paleoenvironmental Dynamics Recorded by Loess-Paleosol Sequences from Europe: Case Studies from the Rhine-Meuse Area and the Neckar Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 509, 105-125.

ZENS J., ZEEDEN C., RÖMER W., FUCHS M., KLASEN N. & LEHMKUHL F., 2017 - The Eltville Tephra (Western Europe) age revised: Integrating stratigraphic and dating information from different Last Glacial loess localities. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 466, 240-251.

ZÖLLER L., ROUSSEAU D.D., JÄGER K.-D. & KUKLA G., 2004 - Last interglacial, Lower and Middle Weichselian - a comparative study from the Upper Rhine and Thuringian loess areas. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, **48** (1), 1-24.

Annexes

Annexe 1. Datations OSL réalisées par Frank Preusser (Université de Fribourg-en-Brisgau)..... 454

Annexe 2. Morschwiller-le-Bas : datations OSL 456

Annexe 3. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » : datations OSL des alluvions rhénanes 459

Annexe 4. Eschau « *Neuhard* » : datations OSL..... 463

Annexe 5. Weyersheim « *Rohr* » : datations ^{14}C..... 473

Annexe 6. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupes 5943 et 5785 : datations OSL 474

Annexe 7. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupes 016774 : datations radiocarbone (1/2)..... 479

Annexe 8. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupes 016774 : datations radiocarbone (2/2)..... 480

Annexe 9. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4 : datations OSL 481

Annexe 10. Mulhouse « Cour de Lorraine » : datation ^{14}C 493

Annexe 11. Meyenheim « *Grunfeld* » : datation ^{14}C..... 494

Annexe 12. Vendenheim « *Muehlbach* » : datation ^{14}C 495

Annexe 13. Rapport des analyses DRX..... 496

Annexe 14. Article *Archimède*..... 533

Annexe 15. Article *Revue Archéologique de Picardie*..... 552

Annexe 16. Article *Quaternary Science Reviews* 571

Annexe 1. Datations OSL réalisées par Frank Preusser (Université de Fribourg-en-Brisgau)

Lab code	Depth (cm)	W%	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka^{-1})	Grain size (µm)	n	od	D_e IR50/OSL (Gy)	D_e pIR225 (Gy)	Age IR50/OSL (ka)	Age pIR225 (ka)
ENSI-1F	140	15±5	1.09±0.11	4.35±0.27	1.15±0.16	2.22±0.13	150-200	20	0.13/0.27	31.59±0.94	41.57±2.66	14.2±0.8	18.7±1.5
HBW-1F	133	15±5	1.59±0.16	14.30±0.90	4.30±0.50	3.97±0.18	150-200	20	0.10/0.22	2.35±0.06	5.42±0.27	0.59±0.03	1.37±0-09
HBW-2F	90	15±5	1.63±0.14	14.30±0.90	3.80±0.50	3.91±0.19	150-200	20	0.06/0.08	2.25±0.03	3.33±0.07	0.58±0.02	0.85±0.04
HBW-3F	275	15±5	1.29±0.13	5.10±0.30	1.65±0.21	2.53±0.13	150-200	20	0.08/0.05	25.02±0.47	33.41±0.42	9.9±0.5	13.2±0.7
PFUL-1Q	30	20±5	1.14±0.07	9.80±0.60	2.75±0.27	2.35±0.18	63-250	8	0.98	no sol.*	--	--	--
PFUL-1F	30	20±5	1.14±0.07	9.80±0.60	2.75±0.27	2.72±0.11	63-100	13	0.00/0.00	72.67±0.78	118.25±1.91	26.7±1.1	43.5±2.5
PFUL-3Q	175	20±5	1.27±0.09	10.40±0.70	3.30±0.40	2.49±0.16	63-250	7	0.08	170.41±8.74	--	68.5±4.5	--
PFUL-3F	175	20±5	1.27±0.09	10.40±0.70	3.30±0.40	3.12±0.12	63-150	13	0.06/0.03	107.17±1.91	168.91±2.15	34.4±1.5	54.2±2.3
PFUL-4Q	105	20±5	1.46±0.10	13.30±0.79	3.31±0.39	2.91±0.19	63-250	13	0.15	198.28±10.06	--	68.1±4.4	--
PFUL-4F	105	20±5	1.46±0.10	13.30±0.79	3.31±0.39	3.31±0.14	63-100	13	0.00/0.00	138.17±1.77	239.98±5.22	41.8±1.8	72.6±3.0
PFUL-5Q	135	20±5	1.48±0.10	13.80±0.90	4.10±0.50	3.03±0.18	63-250	12	0.13	196.04±8.81	--	64.6±3.9	--
PFUL-5F	135	20±5	1.48±0.10	13.80±0.90	4.10±0.50	3.68±0.17	63-150	13	0.08/0.05	150.39±3.66	245.85±4.35	42.2±2.0	68.9±3.1
PFUL-7Q	370	20±5	1.60±0.10	13.50±0.90	3.50±0.50	2.85±0.15	63-250	8	0.21	188.07±15.00	--	65.9±5.9	--
PFUL-7F	370	20±5	1.60±0.10	13.50±0.90	3.50±0.50	3.47±0.15	63-150	13	0.08/0.02	137.79±3.28	211.62±2.59	39.7±1.9	61.0±2.6
PFUL-8Q	20	20±5	1.47±0.10	12.51±0.78	4.09±0.48	3.00±0.15	63-250	6	0.23	178.01±18.52	--	59.3±5.5	--
PFUL-8F	20	20±5	1.47±0.10	12.51±0.78	4.09±0.48	3.49±0.16	63-100	13	0.00/0.00	134.96±1.75	226.76±4.89	38.7±1.7	65.0±3.0
OB-1F	125	15±5	1.69±0.11	3.87±0.26	1.03±0.18	2.66±0.14	150-200	20	0.10/0.14	28.26±0.66	37.52±1.17	10.6±0.5	14.1±0.8
OB2F	90	15±5	1.22±0.12	7.80±0.50	2.52±0.26	2.86±0.23	150-200	20	0.18/0.29	21.36±0.86	28.74±1.93	7.5±0.4	10.4±0.8
REI-1F	190	15±5	1.41±0.12	10.80±0.70	3.10±0.30	3.30±0.16	150-200	20	0.10/0.07	49.20±1.12	74.02±1.27	14.9±0.7	22.4±1.0
STRAS-1F	77	15±5	1.37±0.09	8.90±0.60	3.06±0.19	3.18±0.13	150-200	20	0.07/0.07	41.96±0.68	62.37±1.07	13.2±0.5	19.6±0.8
STRAS-4F	210	15±5	1.32±0.09	8.60±0.50	2.97±0.18	3.06±0.13	150-200	20	0.10/0.09	47.59±1.15	69.64±1.42	15.5±0.7	22.7±1.0
THUR-1F	100	15±5	3.52±0.21	11.20±0.70	3.88±0.23	5.26±0.27	150-200	20	0.05/0.05	78.92±1.03	138.49±1.87	15.0±0.6	26.3±1.2
THUR-2F	110	15±5	3.40±0.30	10.40±0.60	3.56±0.20	5.04±0.27	150-200	20	0.08/0.09	78.15±1.48	152.76±3.32	15.5±0.8	30.3±1.7
VEN-1F	257	15±5	1.59±0.10	4.42±0.29	1.38±0.09	2.65±0.12	150-200	21	0.03/0.04	119.08±1.11	163.65±1.78	44.9±1.9	61.7±2.7
VEN-2F	244	15±5	1.59±0.10	4.42±0.29	1.38±0.09	2.65±0.12	150-200	21	0.06/0.08	126.31±1.85	203.35±4.04	47.6±2.1	76.6±3.6
VEN-3F	105	15±5	1.37±0.09	1.86±0.14	0.60±0.04	2.17±0.11	150-200	21	0.08/0.08	26.71±0.51	42.14±0.82	12.3±0.6	19.0±1.0
VEN-4F	60	15±5	1.49±0.09	2.38±0.17	0.71±0.05	2.37±0-12	150-200	21	0.10/0.10	27.40±0.62	41.23±0.50	11.6±0.6	17.4±0.8

1 mm aliquots for feldspar, 2 mm for quartz, *PFUL1Q: Evidence for post-sedimentary perturbation. Two populations, one Holocene, one LGM?
But to few aliquots for reliable analyses.

Lab code	Method	Depth (m)	n	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka^{-1})	D_e IR50/OSL (Gy)	D_e pIR (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR (ka)
BET1	F-pIR225	17	5	1.57±0.02	13.03±0.42	2.63±0.03	3.65±0.25	2632.71±362.54	1461.98±84.82	722±111	401±36
BET1	F-pIR290	17	5	1.57±0.02	13.03±0.42	2.63±0.03	3.65±0.25	>2500	>2500	>600	>600
BET2	F-pIR225	14	5	1.60±0.02	12.94±0.41	2.77±0.15	3.72±0.27	1732.30±279.68	1749.23±111.54	465±82	470±45
BET2	F-pIR290	14	5	1.60±0.02	12.94±0.41	2.77±0.15	3.72±0.27	>2500	>2500	>600	>600
BET3	F-pIR225	10.5	5	1.85±0.02	12.67±0.52	2.76±0.09	3.93±0.26	1026.68±34.04	1301.45±55.97	261±19	331±26
BET3	F-pIR290	10.5	5	1.85±0.02	12.67±0.52	2.76±0.09	3.93±0.26	>2500	>2500	>600	>600
BET4	F-pIR225	1.00	5	1.56±0.02	11.99±0.54	3.05±0.13	3.83±0.26	247.87±6.35	312.34±5.89	65±5	82±6
BET4	F-pIR290	1.00	5	1.56±0.02	11.99±0.54	3.05±0.13	3.83±0.26	362.51±15.00	469.13±9.37	95±8	122±9
BET5	F-pIR225	1.45	5	1.33±0.02	10.40±0.59	3.20±0.10	3.51±0.25	92.32±2.77	120.50±3.84	26.3±2.0	34.3±2.7
BET6	F-pIR225	0.85	5	1.67±0.02	13.48±0.61	3.48±0.12	4.23±0.29	218.71±9.19	281.67±12.84	51.7±4.2	66.5±5.5
BET6	Q-OSL	0.85	5	1.67±0.02	13.48±0.61	3.48±0.12	3.79±0.43	155.28±15.74	-	41.0±4.5	-
BET7	F-pIR225	1.40	5	1.48±0.02	10.58±0.38	2.48±0.12	3.41±0.22	197.94±16.06	268.47±10.97	58.0±6.0	78.7±6.1
BET7	Q-OSL	1.40	5	1.48±0.02	10.58±0.38	2.48±0.12	3.09±0.29	188.37±9.18	-	61.0±5.7	-
BET8	F-pIR225	1.85	5	1.32±0.02	10.51±0.37	3.08±0.11	3.46±0.24	177.07±5.86	241.49±9.25	51.2±4.0	69.6±5.6
BET8	Q-OSL	1.85	5	1.32±0.02	10.51±0.37	3.08±0.11	3.10±0.15	107.26±2.04	-	34.6±1.5	-
BET9	F-pIR225	2.07	5	1.32±0.02	10.88±0.36	3.31±0.12	3.58.±0.26	240.44±23.24	302.90±13.06	67.1±8.1	84.6±7.1
BET9	Q-OSL	2.07	5	1.32±0.02	10.88±0.36	3.31±0.12	3.29±0.17	195.14±7.18	-	75.4±4.0	
BET10	F-pIR225	2.33	5	1.48±0.02	12.48±0.58	3.86±0.13	4.07±0.30	234.99±8.57	318.13±13.94	57.8±4.7	78.2±6.7
BET10	Q-OSL	2.33	5	1.48±0.02	12.48±0.58	3.86±0.13	3.65±0.22	217.73±6.14	-	64.5±4.0	-
BET11	F-pIR225	2.66	5	1.37±0.02	12.78±0.58	3.99±0.12	4.05±0.31	250.64±9.02	339.95±15.22	61.9±5.2	98.8±8.3
BET11	Q-OSL	2.66		1.37±0.02	12.78±0.58	3.99±0.12			-		-
BET12 G1	F-pIR225	2.28	5	1.78±0.02	8.68±0.28	2.51±0.12	3.46±0.22	75.50±2.24	111.16±3.46	21.8±1.5	32.0±2.2
BET13 G2	F-pIR225	1.70	5	1.68±0.02	7.39±0.21	2.44±0.18	3.25±0.19	74.40±2.21	111.70±3.12	22.9±1.5	34.4±2.3

Lab code	Method	Depth (cm)	n	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka^{-1})	D_e IR50/OSL (Gy)	D_e pIR (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR (ka)
GEI1	F-pIR225	98	5	1.15±0.01	7.93±0.40	2.39±0.06	2.71±0.18	52.28±0.92	61.49±0.98	19.3±1.3	22.7±1.5
GEI3	F-pIR225	200	5	1.51±0.02	9.58±0.23	2.79±0.11	3.27±0.17	64.51±1.07	83.89±1.45	19.7±1.3	25.7±1.7
GEI4	F-pIR225	233	5	1.45±0.01	5.70±0.33	1.72±0.08	2.49±0.14	62.73±1.37	83.37±2.05	25.2±1.5	33.5±2.0
GEI5	F-pIR225	285	23	1.70±0.02	4.90±0.28	1.40±0.09	2.55±0.10	63.01±4.52	104.33± 12.48	24.7±2.0	41.0±5.1

* GEI1-4 = 4-11 µm, GEI5 = 100-150 µm

Lab code	Method	Depth (m)	n	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka-1)	De IR50/OSL (Gy)	De pIR (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR (ka)
SFH1	F-pIR225	6.18	5	1.35±0.02	9.42±0.30	2.44±0.06	2.94±0.20	456.35±13.18	485.37±19.54	155±11	165±13
SFH2	F-pIR225	5.18	5	1.39±0.01	9.31±0.40	2.45±0.08	2.98±0.20	469.89±24.41	507.12±19.85	158±13	170 ±13
SFH3	F-pIR225	4.21	5	1.29±0.01	9.02±0.25	2.42±0.08	2.87±0.19	309.69±42.45	382.13±27.64	108±16	133±13
SFH3	Q-OSL	4.21	5	1.29±0.01	9.02±0.25	2.42±0.08	2.53±0.34	205.58±24.66	-	81±11	-
SFH4	F-pIR225	2.76	5	1.25±0.01	11.06±0.46	2.91±0.08	3.20±0.23	222.14±7.92	249.65±6.45	69±5	78±6
SFH5	F-pIR225	3.00	5	1.27±0.01	11.79±0.60	3.40±0.10	3.44±0.25	291.01±10.09	347.66±18.22	84±7	101±9
SFH6	F-pIR225	2.25	5	1.47±0.02	10.84±0.40	2.86±0.11	3.38±0.21	196.77±3.62	253.26 ±6.38	58±4	75±5
SFH6	Q-OSL	2.25	5	1.47±0.02	10.84±0.40	2.86±0.11	2.98±0.19	183.29±4.97	-	62±4	-
SFH7	F-pIR225	5.95	5	1.16±0.01	9.05±0.35	2.67±0.10	2.83±0.20	84.42±6.08	95.45±4.77	29.8±3.0	33.7±2.9
SFH8	F-pIR225	1.25	5	1.09±0.02	7.98±0.35	2.59±0.05	2.72±0.18	60.46±3.42	72.47±1.83	22.2±2.0	26.6±1.9

All samples: 4-11 µm, W% = 15-25 %, K inter = 12.5±1.0 %

Lab code	Depth (cm)	W%	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka^{-1})	n	od	D_e IR50 (Gy)	D_e pIR150 (Gy)	Age IR50 (ka)	Age pIR150 (ka)
BISCH2	150	12±4	1.33±0.13	12.0±0.7	3.3±0.4	3.46±0.15	20	0.06/0.04	98.27±1.48	175.58±2.30	28.4±1.3	50.8±2.3
BISCH3	305	12±4	1.05±0.07	8.7±0-5	2.4±0.3	2.76±0.10	20	0.10/0.16	176.47±4.38	440.95±19.04	63.8±2.9	159.9±9.1

150-200 µm, 1 mm aliquots

Lab code	Method	Depth (cm)	n	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka^{-1})	D_e IR50/OSL (Gy)	D_e pIR (Gy)	Age IR50/OSL (ka)	Age pIR (ka)
HLZ1	Q-OSL	79	24	2.16±0.16	6.08±0.38	1.78±0.38	2.74±0.14	53.63±2.28	-	19.6±1.3	-
HLZ1	F-pIR225	79	40	2.16±0.16	6.08±0.38	1.78±0.38	3.58±0.17	40.24±0.57	71.86±0.66	11.2±0.6	20.1±1.0
HLZ2	Q-OSL	286	24	2.28±0.17	4.88±0.28	1.38±0.36	2.77±0.15	55.16±2.12	-	19.9±1.3	-
HLZ2	F-pIR225	286	40	2.28±0.17	4.88±0.28	1.38±0.36	3.61±0.18	47.24±0.89	88.87±1.68	13.1±0.7	24.6±1.3
HLZ3	Q-OSL	328		1.68±0.13	10.90±0.69	3.18±0.47					
HLZ3	F-pIR225	328	5	1.68±0.13	10.90±0.69	3.18±0.47	3.64±0.27	129.51±1.72	191.41±2.06	35.6±2.7	52.6±3.9
HLZ4	Q-OSL	365		1.47±0.15	9.89±0.58	2.78±0.28					
HLZ4	F-pIR225	365	5	1.47±0.15	9.89±0.58	2.78±0.28	3.23±0.24	110.84±1.47	149.91±2.35	34.3±2.6	46.4±3.5

HLZ1-2 = 200-250 µm, HLZ3-4 4-11 µm od: HLZ1: Q = 0.16, IR50 = 0.08, pIR = 0.04;HLZ2: Q = 0.13, IR50 = 0.10, pIR = 0.10 (All ages = CAM)

Annexe 2. Morschwiller-le-Bas : datations OSL

HUMBOLDT-UNIVERSITÄT ZU BERLIN

HU | MatNat, Geographisches Institut | 10099 Berlin

Pôle d'Achéologie Interdépartemental Rhénan
Mme Héloïse Koehler
2, allée Thomas Edison
ZA Sud - CIRSUD
F-67600 Sélestat

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät

Geographisches Institut

Geomorphologie, Bodengeographie, Quartärforschung

Lumineszenzdatierung

Dipl.-Geogr. Alexander Fülling
Wiss. Mitarbeiter

Datum:
07.12.15

OSL dating of 4 sediment samples (Morschwiller-le-Bas, Alsace)

Mme Koehler,

enclosed please find the OSL dating results of your samples as well as a detailed report of all collected data including a description of the laboratory techniques applied.

Sample	Lab. no.	OSL age [ka]
6159 Morschwiller OSL 1 (sondage nord)	HUB-0583	22.9 ± 2.3
6159 Morschwiller OSL 3 (sondage nord)	HUB-0584	26.0 ± 2.4
Morschwiller PVI OSL 3 (14)	HUB-0585	19.5 ± 2.1
Morschwiller PVI OSL 5 (paléosol)	HUB-0586	13.5 ± 1.3

Dosimetry data and OSL ages

Sample	Lab. No.	Depth [cm]	Uranium (U-238) [ppm] (a)	Thorium (Th-232) [ppm] (a)	Potassium (K-40) [%] (a)	Cosmic dose rate [Gy/ka] (b)	Water cont. measured [%] (c)	Water cont. estimated [%] (d)	Dose rate (D_0) [Gy/ka] (e)	Equivalent dose (D_e) [Gy] (f)	OSL age [ka]
6159 Morschwiller OSL 1	HUB-0583	90	3.40 ± 0.29	11.50 ± 0.86	1.35 ± 0.03	0.21 ± 0.02	20.4 (14.9)	20 ± 5	3.12 ± 0.28	71.3 ± 3.3	22.9 ± 2.3
6159 Morschwiller OSL 3	HUB-0584	200	2.99 ± 0.14	8.84 ± 0.63	1.05 ± 0.02	0.19 ± 0.02	22.5 (1.0)	20 ± 5	2.54 ± 0.21	66.0 ± 2.7	26.0 ± 2.4
Morschwiller PVI OSL 3	HUB-0585	224	3.23 ± 0.25	11.28 ± 0.77	1.58 ± 0.03	0.19 ± 0.02	24.4 (15.0)	20 ± 5	3.22 ± 0.27	62.7 ± 4.4	19.5 ± 2.1
Morschwiller PVI OSL 5	HUB-0586	156	3.23 ± 0.24	11.33 ± 0.96	1.48 ± 0.03	0.20 ± 0.02	22.4 (2.6)	20 ± 5	3.15 ± 0.28	42.6 ± 2.0	13.5 ± 1.3

(a) Uranium, thorium, and potassium contents were determined via high resolution gamma ray spectrometry (HPGe detector).
U-238: U-234 (53.2 keV), Th-234 (63.3 keV), Ra-226 (186.1 keV), Pb-214 (295.2 keV, 351.9 keV), Bi-214 (609.3 keV, 1120.3 keV, 1764.5 keV), Pb-210 (46.5 keV).
Th-232: Ac-228 (338.3 keV, 911.2 keV, 969.0 keV), Pb-212 (238.6 keV), Bi-212 (727.3 keV), Tl-208 (583.2 keV).
K-40: 1461.0 keV.
U-238 and Th-232: The weighted means of the activities of the above mentioned natural daughter products were used.

(b) Cosmic dose rates were estimated regarding geographic position (47.7°N, 7.3°E), altitude (270 m a.s.l.) and sampling depth (half depth was assumed to account for growing sediment thickness.

(c) Water content of sediment samples in % of dry mass. The first value was given by the customer, the second value was determined on material of the OSL tubes (oven drying for three days at 50°C in October 2015).

(d) Water content used for dose rate calculation.

(e) OSL measurements were carried out on fine grain quartz aliquots (grain size: 4 – 11 µm). For dose rate calculation an alpha efficiency factor (a-value) of 0.035 ± 0.005 (Lai et al. 2008) was assumed.

(f) Equivalent doses were calculated as arithmetic means of all measured aliquots (7 per sample) ± standard deviation.

Discussion

OSL sample preparation:

Because of the lack of sandy grain sizes, the fine grain fraction of 4 - 11 µm was prepared applying the following processing steps: wet sieving at 90 µm, removing of carbonates and organic material with 10% hydrochloric acid and 10% hydrogen peroxide, grain size fractionation with the Atterberg method, etching with 38% hexafluorosilicic acid (H_2SiF_6) to isolate quartz. 200 µl of a suspension containing 1.5 mg fine grained quartz was then pipetted on steel discs and oven-dried at 50°C.

OSL analysis:

The measured fine grain quartz showed good luminescence properties. The contamination with feldspar was negligible, as proved by IR-tests. Dose recovery tests were performed on aliquots of HUB-0584 to define the preheat procedure.

Gamma ray spectrometry:

About 100 g of material per sample was dried, pestled in a mortar and filled in cups for gamma ray spectrometry. The measuring time amounted to at least 250.000 s per sample. No radioactive disequilibrium was detected.

Technical details

OSL method:

Modified Single Aliquot Regenerative (SAR) protocol after Murray & Wintle (2000).

Material:

Fine grain quartz extracts (4 – 11 µm).

Instrument:

Lexsyg luminescence measurement system with inbuilt Sr-90 beta source: 0.067 Gy/s.

Measurement parameters:

Preheat at 260°C, 10 s; testdose cutheat at 180°C, 0 s; shine down: 125°C, 40 s (green diodes with max. emission at 525 nm, 90 mW/cm²), detection: near UV centered on 380 nm.

Software:

Luminescence Analyst 4.12, Adele 1.06

References

LAI, Z. P., ZÖLLER, L., FUCHS, M. & BRÜCKNER, H. (2008): Alpha efficiency determination for OSL of quartz extracted from Chinese loess. *Radiation Measurements* 43, 767 – 770

MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32: 57 – 73.

Annexe 3. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » : datations OSL des alluvions rhénanes

HUMBOLDT-UNIVERSITÄT ZU BERLIN

HU | MatNat II, Geographisches Institut | 10099 Berlin

Pôle d'Achéologie Interdépartemental Rhénan (PAIR)
Patrice Wuscher
2, allée Thomas Edison
ZA Sud-Cirsud

F-67600 Sélestat

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät

Geographisches Institut

Geomorphologie, Bodengeographie, Quartärforschung

Lumineszenzdatierung

Dipl.-Geogr. Alexander Fülling
Wiss. Mitarbeiter

Datum:
05.04.17

OSL dating of 2 sediment samples (Ensisheim, PCR paléo)
Bon de commande no: 16-155 (27/04/2016)

Dear Patrice Wuscher,

enclosed please find the OSL dating results of your samples. See on the next pages for more details.

Sample	Lab. no.	OSL age [ka]
Ensisheim Nécro Log 4	HUB-0689	20.6 ± 1.7
Ensisheim Nécro Log 5	HUB-0690	16.2 ± 1.2

Dosimetry data and OSL ages

Sample	Lab. No.	Depth [cm]	U [ppm] (a)	Th [ppm] (a)	K [%] (a)	Cosmic dose rate [Gy/ka] (b)	Water cont. measured [%] (c)	Water cont. estimated [%] (d)	Dose rate (D_0) [Gy/ka]	Equivalent dose (D_e) [Gy] (e)	Age Model (e)	OSL age [ka]
Ensisheim Nécro Log 4	HUB-0689	310	1.05 ± 0.06	3.11 ± 0.19	1.18 ± 0.02	0.18 ± 0.02	5.7 (4.3)	15 ± 5	1.56 ± 0.11	32.1 ± 1.6	CAM OD=20.3%	20.6 ± 1.7
Ensisheim Nécro Log 5	HUB-0690	118	1.97 ± 0.10	7.68 ± 0.39	1.45 ± 0.03	0.20 ± 0.02	16.4 (15.1)	15 ± 5	2.27 ± 0.15	36.8 ± 0.7	CAM OD=8.5%	16.2 ± 1.2

(a) Uranium, thorium, and potassium contents were determined via high resolution gamma ray spectrometry (HPGe detector) at University of Cologne.
U-238: Pb-214, Bi-214.
Th-232: Ac-228, Th-228, Tl-208, Bi-212.
K-40: direct

(b) Cosmic dose rates were estimated regarding geographic position (47.9°N, 7.4°E), altitude (217 m a.s.l.) and sampling depth.

(c) Water content of sediment samples in % of dry mass (values in brackets are determined on material of the OSL tubes in the Luminescence Lab at Berlin: oven dried for 3 days at 50°C).

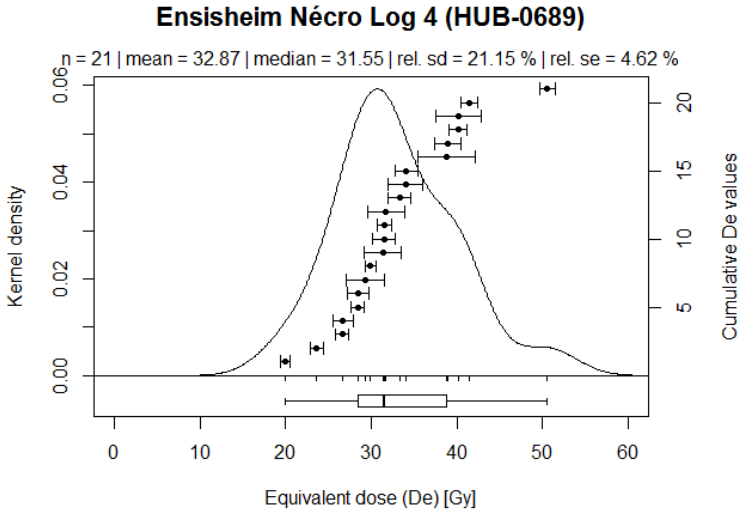
(d) Water content used for dose rate calculation.

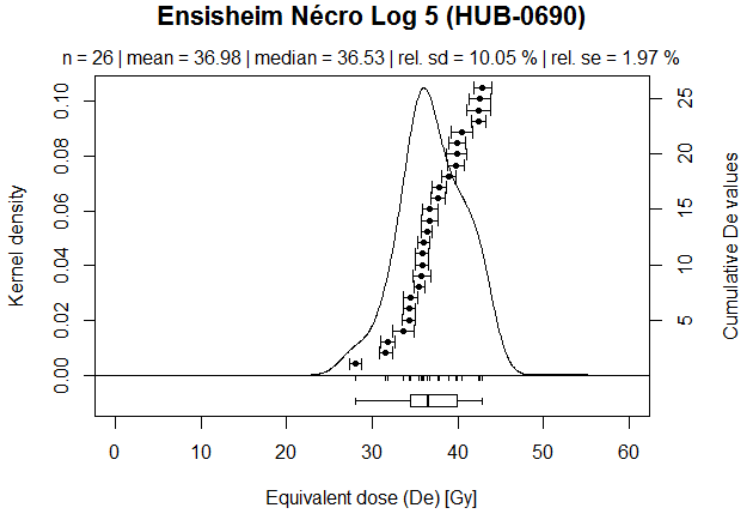
(e) Equivalent doses (± standard error) were calculated according the Central Age Model (CAM, Galbraith et al. 1999). The overdispersion (OD) describes the variation of the equivalent dose in addition to the expected error. The expected error results from the random error and from the systematic error of all aliquots.

48 aliquots were measured per sample. 21 aliquots of smple HUB-0689 and 26 aliquots of sample HUB-0690 passed the quality criteria (Recycling ratio between 0.9 and 1.1, Recuperation <10%, OSL IR depletion ratio >0.9).

Equivalent dose distributions

Individual equivalent doses for all selected aliquots and resulting kernel density estimates. Basic statistical values are given (mean, median, relative standard deviation, relative standard error). The box plots describe the dose distributions graphically: median as bold line, box delimited by the first and third quartile, whiskers defined by the extremes within 1.5 interquartile ranges. No outliers were detected.





Laboratory procedures and discussion of the results

The OSL sample preparation followed standard lab procedures: wet sieving (90-200 µm), removing of carbonates and organic material with 10% hydrochloric acid and 10% hydrogen peroxide, mineral separation using LST heavy liquid of 2.75 and 2.62 g/cm³, and etching of the quartz fraction with 40% hydrofluoric acid for 60 min. 2mm- and 4mm-aliquots were prepared for luminescence measurements.

The dated quartz showed satisfactory luminescence properties. The luminescence intensity was relatively weak so that equivalent dose measurements on 4mm-aliquots yielded better reproducibility because of higher luminescence signals compared to 2mm-aliquots. In case of sample HUB-689, different aliquot sizes resulted in different doses (2mm-aliquots: 32.1 ± 1.6 Gy; 4mm-aliquots: 36.7 ± 1.2 Gy). This probably indicates, that the material was not completely bleached during the last sedimentation event. Therefore, the 2mm-aliquot dose was used for age calculation. HUB-690 measurements didn't show this dependence on aliquot size, thus the 4mm-aliquot dose was used here. The Central Age Model (CAM) according Galbraith et al. 1999 was used for equivalent dose calculation.

Dose recovery tests were performed on quartz aliquots of both samples to check for luminescence properties and to define the preheat procedures.

Technical details

OSL method:
Modified Single Aliquot Regenerative (SAR) protocol after Murray & Wintle (2000).

Material:
Coarse grain quartz extracts (90 – 200 µm).

Instrument:
Risø TL/OSL-DA-15C/D, Sr-90 beta source: 0.086 Gy/s.

Measurement parameters:
Preheat at 220°C (HUB-689) or 240°C (HUB-690), 10 s; testdose cutheat at 180°C, 0 s; stimulation at 125°C, 40 s (blue diodes at 470 ± 30 nm), detection: near UV at 330 ± 40 nm (filter U 340).

Software:
Luminescence Analyst 4.12, Adele 1.06, R: Luminescence Package, version 0.6.4

References

GALBRAITH, R. F., ROBERTS, R. G., LASLETT, G. M., YOSHIDA, H. & OLLEY, J. M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. In: *Archaeometry*, 41: 339 – 364.

MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. In: *Radiation Measurements* 32: 57 – 73.

Annexe 4. Eschau « *Neuhard* » : datations OSL

Re.S.Artes

Le Regard de la Science sur les Arts et le patrimoine culturel

Rapport d'analyse R 243784A

« La terrasse d'Eschau », commune d'Eschau (67) :
Datation par OSL de deux niveaux sédimentaires

1 – PROBLÉMATIQUE CHRONOLOGIQUE

L'étude de datation présentée ici concerne une fouille menée au niveau de la « Terrasse d'Eschau », située sur la commune d'Eschau (67114).

L'objectif est de participer à l'établissement de la chronologie de la stratigraphie mise au jour lors de cette fouille. En effet celle-ci n'a pas été documentée du point de vue des datations physiques, jusqu'à ce jour.

Pour cela, deux sédiments ont été prélevés afin de les dater par OSL.

2 – MATÉRIEL À DATER

Le matériel sélectionné pour la datation est présenté Tableau 1.

Echantillons	Référencement de la datation	Ancienneté présumée	Nature du prélèvement	Analyses envisagées
OSL 1, Log 1	**S219219**	*Holocène Moyen*	Alluvion sableuse	OSL, Spectrométrie gamma à bas bruit de fond
OSL 2, Log 17	**S219220**	*Holocène Moyen*	Alluvion sableuse	OSL, Spectrométrie gamma à bas bruit de fond

Tab. 1 : *Description des prélèvements à dater par OSL et anciennetés présumées.*

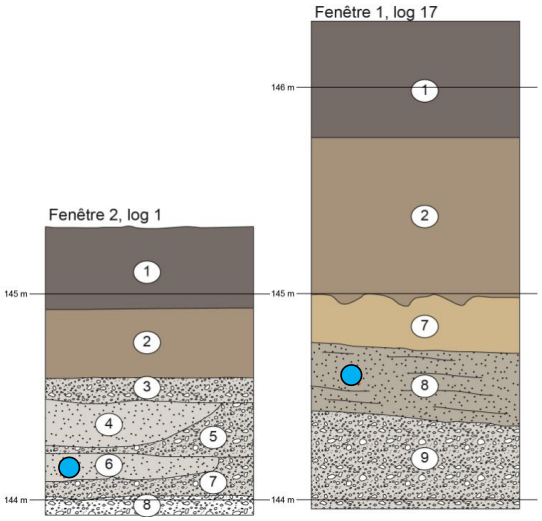


Fig. 1 : *Coupes stratigraphiques (Log1 et Log17) et localisation des échantillons prélevés pour l'OSL (cercles bleus).*

3 – DATATION PAR OSL

Cette approche permet de dater la dernière exposition à la lumière des cristaux contenus dans un sédiment. Il est ainsi possible de déterminer le moment du recouvrement de la couche stratigraphique à étudier.

Principe de la méthode

L'OSL (comme la thermoluminescence) repose sur l'étude de la radioactivité naturelle et la capacité des cristaux à accumuler les effets de cette irradiation [1-7]. L'énergie ainsi apportée, ou dose d'irradiation, exprimée en grays (Gy), est stockée dans des défauts des cristaux. Cette énergie est proportionnelle à l'intensité de la radioactivité reçue par unité de temps et au temps pendant lequel ils sont soumis à cette irradiation.
L'OSL correspond à l'émission de lumière (luminescence) provoquée par un apport d'énergie sous forme optique (ou lumineuse). L'intensité de cette luminescence est proportionnelle à l'énergie absorbée par le cristal et dépend donc de la dose d'irradiation accumulée au cours du temps.

Les expériences d'OSL permettent de déterminer la dose d'irradiation naturelle (Q_{Nat} ou ED pour Equivalent Dose) reçue depuis un instant zéro qui correspond, pour les sédiments éoliens en particulier, à la dernière exposition des cristaux à la lumière. Elle est mesurée en utilisant un protocole expérimental dénommé SAR (Single Aliquot and Regeneration) permettant l'obtention de résultats précis [8-11]. Cette procédure s'appuie sur la comparaison directe entre l'intensité de luminescence mesurée sur le matériau archéologique et celles générées par des irradiations connues au laboratoire.
Parallèlement, il est nécessaire de déterminer la dose d'irradiation annuelle (I) reçue par les cristaux. Elle rend compte de la quantité d'énergie déposée chaque année par les particules α et β et les photons γ et produite par les éléments radioactifs présents dans toute matière ; pour cela nous utilisons des tables de correspondance activité de l'élément radioactif / dose d'irradiation [12]. Elle recouvre l'irradiation qui émane du matériau lui-même, de son environnement ainsi qu'une contribution du rayonnement cosmique [13].
Le rapport de ces deux grandeurs donne l'âge entre l'instant zéro et l'étude du matériau en laboratoire :

$$T(ans) = \frac{Q_{Nat}(Gy)}{I(Gy/an)}$$

Signalons enfin que dans le cas de sédiments fluviatiles ou fluvio-glaciaires, le risque d'une exposition insuffisante à la lumière solaire, entraînant un vieillissement des âges, n'est pas à exclure [14-15]. C'est pourquoi, dans ce cas, nous porterons une attention toute particulière à une série d'expériences préalables destinées à tester ce point.

Préparation des échantillons

Les échantillons de sédiment ont été préparés selon des procédures adaptées aux méthodes d'analyse employées.

Ainsi, pour les mesures d'OSL, les sédiments ont été tamisés afin de sélectionner une granulométrie comprise entre 100 et 150µm. Les poudres ainsi obtenues pour chaque échantillon ont été traitées chimiquement : HCl 8% pour éliminer les carbonates, H2O2 30% pour éliminer les matières organiques, puis HF 40% pour éliminer les feldspaths et permettre ainsi la sélection exclusive des quartz.

Parallèlement, les mesures de radioactivité ont été effectuées sur les sédiments bruts, séchés (105°C pendant 24h) puis conditionnés dans des boites plastiques hermétiques afin de permettre une mesure par spectrométrie gamma à bas bruit de fond après attente d'un mois pour assurer le retour à l'équilibre du radon.

Mesure de la dose d'irradiation naturelle par OSL

Méthodologie OSL – Protocol SAR

La méthode SAR (Single Aliquot and Regeneration) est une procédure mise en place au cours des années 2000 [8-11] consistant à déterminer la dose d'irradiation naturelle à partir d'une interpolation au travers de mesures effectuées après régénération du signal d'OSL avec une dose d'irradiation connue.

Toutes les expériences sont effectuées sur la même prise d'essai. Au total, 18 disques ont été étudiés, ce qui permet l'obtention de 18 mesures de la dose naturelle (Q_{nat} ou ED).

Les changements de sensibilité classiquement observés sur les quartz sont contrôlés et corrigés par des mesures de calibration obtenues après une irradiation avec une dose test.

Mesures

Les mesures d'OSL ont été réalisées dans un lecteur Risø TL-DA15 automatisé équipé avec des couronnes de LED (diodes électroluminescentes) infrarouges (870 +/- 40nm) et bleues (470 +/- 40nm).

Le protocole SAR a été appliqué en effectuant les mesures avec les diodes bleues, après avoir éclairé les cristaux sur les disques avec les diodes infrarouges.
L'utilisation de l'éclairage infrarouge permet d'une part de réduire l'éventuelle contribution du signal de luminescence émanant des feldspaths, et d'autre part de fournir un autre moyen de déterminer la dose naturelle.

Pour les deux échantillons analysés, nos mesures n'ont pas révélé la présence d'un signal sous l'éclairage infrarouge. Ceci traduit l'absence de composantes feldspathiques (ces minéraux peuvent être sujets au « fading anormal » entrainant une sous-estimation des valeurs de dose équivalente s'il n'en était pas tenu compte) et suggère que le signal OSL mesuré est dominé par les quartz.

Un exemple de mesure de dose obtenue sur un disque de chaque prélèvement est donné Figure 2.

Résultats obtenus

Pour les deux échantillons analysés, les mesures effectuées sur les grains de granulométrie comprise entre 100 et 150 µm montre qu'ils ont été bien exposés à la lumière avant leur recouvrement.
Les distributions des valeurs de dose naturelle obtenues pour chaque échantillon sont présentées Figure 3 et Tableau 2.

Les résultats retenus sont synthétisés au Tableau 3.

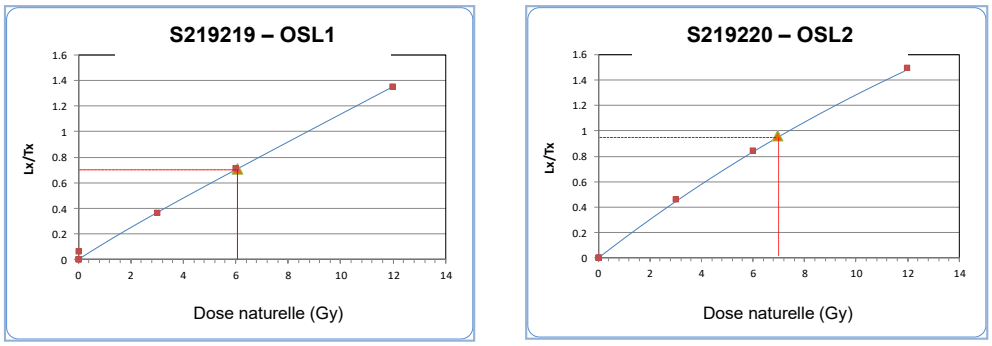


Fig. 2 : *Exemples de mesure de dose naturelle par OSL. La courbe bleue représente la régénération du signal avec des doses d'irradiation connues. L'intersection de la valeur de l'intensité mesurée sur l'axe des ordonnées (Lx/Tx) avec cette courbe donne la dose d'irradiation naturelle sur l'axe des abscisses.*

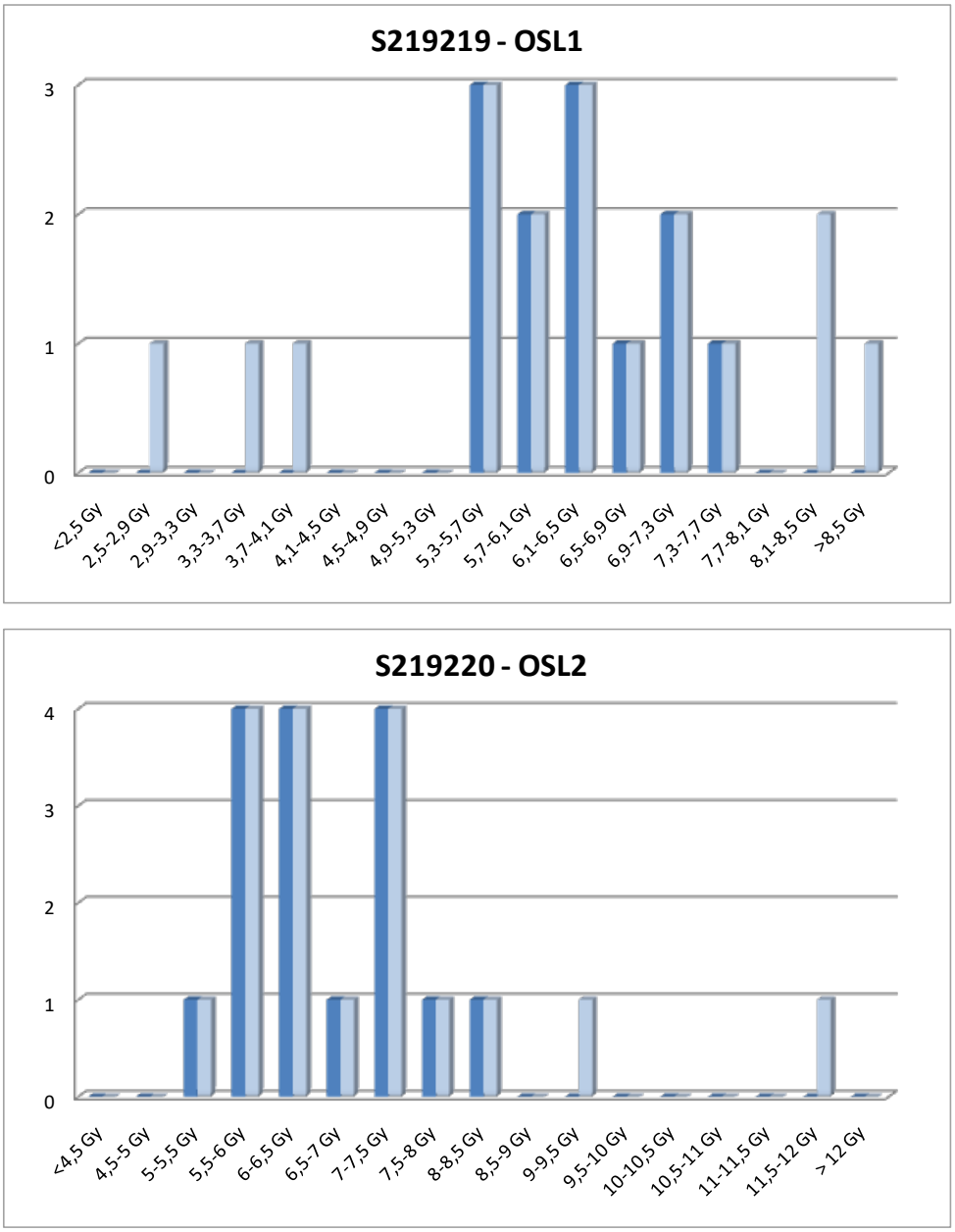


Fig. 3 : *Distribution des valeurs de dose naturelle obtenues pour chaque prélèvement sédimentaire. En bleu clair sont représentées les distributions des valeurs mesurées, et en bleu foncé les distributions des valeurs retenues. Nous pouvons remarquer, en particulier pour l'échantillon S219219-OSL1, que la distribution est un peu dispersée ; cela provient probablement du fait que le sédiment échantillonné est mélangé avec des grains provenant des couches l'encadrant.*

Dose d'irradiation naturelle mesurée pour chaque disque (Gy)	
S219219 – OSL1	**S219220 – OSL2**
2,6	5,2
3,5	5,5
3,9	5,5
5,3	5,6
5,3	5,7
5,3	6,1
5,7	6,2
5,9	6,3
6,1	6,4
6,1	6,8
6,2	7,1
6,7	7,1
7,1	7,3
7,2	7,3
7,6	7,6
8,1	8,3
8,3	*9,1*
9,6	*11,5*

Tab. 2 : *Valeurs de doses d'irradiation naturelle obtenues pour les deux échantillons. En gris sont notées les mesures que nous excluons du calcul final de la dose d'irradiation naturelle.*

Echantillons	**Dose naturelle (Gy)**
	Moyenne des mesures
S219219 – OSL1	**6,2 ± 0,2**
S219220 – OSL2	**6,5 ± 0,2**

Tab. 3 : *Détermination des doses d'irradiation naturelles par OSL à partir des mesures retenues pour les échantillons OSL1 (12 disques) et OSL2 (16 disques).*

Détermination de la dose d'irradiation annuelle

Les mesures ont été effectuées sur une fraction des échantillons étudiés en OSL. Dans ce sens ils sont indiscernables et sont affectés de la même numérotation.

Contribution des échantillons et de leur environnement

La radioactivité des échantillons et de leur environnement (c'est-à-dire eux-mêmes) a été déterminée à partir des activités en éléments radioactifs (K, U, Th) obtenues par spectrométrie gamma à bas bruit de fond, et en tenant compte également de l'humidité des matériaux.

Les échantillons ont été reçus partiellement secs au laboratoire. C'est pourquoi nous avons adopté une valeur d'humidité moyenne arbitraire pour l'échantillon le plus sec (S219219) et une valeur majorée par rapport à la mesure effectuée au laboratoire pour le deuxième échantillon (S219220). Dans les deux cas, nous avons considéré une incertitude de 1 sigma (1σ) pour un intervalle équiprobable de 10% centré sur la valeur choisie.

Enfin, les activités ont été transformées en dose d'irradiation à l'aide d'une table de correspondance activité/dose [12]. Les résultats sont présentés Tableau 4.

	Activités (Bq/Kg)		**Doses (mGy/an)**	
	S219219 – OSL1	**S219220 – OSL2**	**S219219 – OSL1**	**S219220 – OSL2**
$U(U^{238})$	10,6 ± 1,0	24 ± 1,9	0,021 ± 0,005	0,046 ± 0,008
$U(Ra^{226})$	12,2 ± 1,0	24,5 ± 2,0	0,194 ± 0,038	0,371 ± 0,066
U^{235}	0,13 ± 0,43	0,87 ± 0,47	0,003 ± 0,004	0,007 ± 0,004
Th	15,1 ± 0,8	21,1 ± 1,4	0,249 ± 0,030	0,408 ± 0,047
K	280,3 ± 8,1	334 ± 11	0,829 ± 0,055	0,939 ± 0,067
Rb*			0,013 ± 0,002	0,015 ± 0,002
H_2O** (%)	10 ± 3,2	15 ± 3,2		
Contribution des matériaux à la dose annuelle			**1,307 ± 0,076**	**1,786 ± 0,110**

Tab. 4 : *Activités en radioéléments des échantillons, et calcul de la dose d'irradiation annuelle correspondante. Les deux valeurs obtenues pour l'uranium correspondent aux mesures effectuées à partir des éléments en tête de chaine ($U(U^{238})$) et en fin de chaine ($U(Ra^{226})$) ; nous ne mettons pas en évidence de déséquilibre significatif. Le rubidium (Rb*) est affecté d'une valeur calculée en fonction de la teneur en potassium. Enfin, les échantillons ayant été reçus partiellement secs au laboratoire, nous avons adopté une valeur d'humidité moyenne (H_2O**) de 10% pour OSL1 (Log 1) et de 15% pour OSL2 (Log17). La mesure effectuée au laboratoire sur ce dernier a donné 11,8%, mais nous avons supposé qu'il avait pu subir un assèchement partiel. Dans les deux cas, l'incertitude sur cette humidité a été prise à un écart type pour un intervalle de 10% centré sur la valeur choisie.*

Contribution du rayonnement cosmique

La contribution cosmique à la radioactivité annuelle a été calculée conformément aux équations publiées [13]. Elle prend en compte la latitude du site (48,48°N), sa longitude (7,7242°E), son altitude par rapport au niveau de la mer (145,5m) ainsi que la profondeur de chaque échantillon par rapport à ces points.
La hauteur du site a été prise comme étant approximativement celle caractérisant le paysage avant l'intervention humaine entrainant un nivelage progressif, au cours des labours successifs, créant ainsi un dénivelé entre les hauteurs des Log1 et Log17 (cf. Fig. 1). Nous considérerons que cette modification progressive du paysage s'est déroulée pendant un temps court relativement au temps d'enfouissement des sédiments étudiés. De ce fait, les profondeurs de prélèvement ont été ajustées en fonction de cette altitude homogénéisée.
Une densité moyenne de 1,8 g/cm^3 a été adoptée pour ces sédiments en grande partie silicatés. Les résultats obtenus sont présentés Tableau 5.

	Profondeur (m)	**$I_{cosmique}$ (mGy/an)**
S219219 – OSL1	1,20	**0,184 ± 0,009**
S219220 – OSL2	0,92	**0,191 ± 0,010**

Tab. 5 : *Calcul de la contribution du rayonnement cosmique à la dose d'irradiation annuelle.*

Calcul des âges OSL

Le tableau 6 résume les différentes données obtenues à l'issue de l'analyse des échantillons S219219 et S219220, par OSL et spectrométrie gamma à bas bruit de fond.

Nous en déduisons l'âge de la dernière exposition à la lumière solaire des sédiments étudiés, à partir de l'équation : $T = \frac{Q_{nat}}{I_{total}}$. Ces valeurs sont ensuite converties en intervalles de dates, tels que présentés Figure 4.

	S219219 – OSL1	**S219220 – OSL2**
Q_{nat} (Gy)	**6,2 ± 0,2**	**6,5 ± 0,2**
$I_{matériaux}$ (mGy/an)	1,307 ± 0,076	1,786 ± 0,110
$I_{cosm.}$ (mGy/an)	0,184 ± 0,009	0,191 ± 0,010
I_{total} (mGy/an)	**1,491 ± 0,077**	**1,977 ± 0,111**
Age OSL (ans)	**4160 ± 360**	**3290 ± 290**
Intervalles de dates (Av. J.-C.)	**[2500 – 1780]**	**[1560 – 970]**

Tab. 6 : *Résumé des valeurs obtenues pour les doses d'irradiation naturelle (Q_{nat}) et annuelle (I totale est obtenue par la somme des contributions des matériaux et des cosmiques à l'irradiation annuelle). L'ensemble de ces mesures donne les âges OSL ($T = Q_{nat}/I_{total}$) à partir desquels on détermine les intervalles de dates qualifiant le moment du recouvrement des couches sédimentaires.*

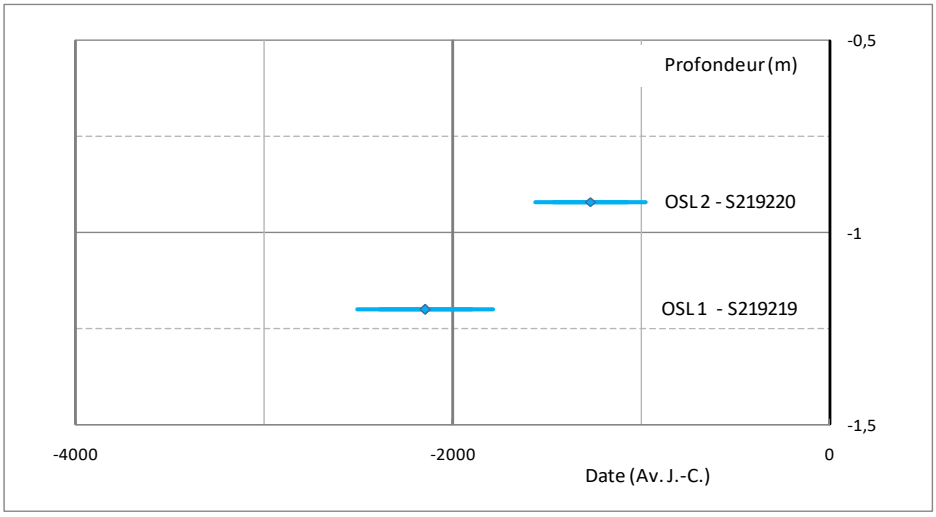


Fig. 4 : *Représentation graphique des intervalles de dates OSL déterminés pour les échantillons OSL1 et OSL2 (respectivement S219219 et S219220). En ordonnée nous avons représenté la profondeur de prélèvement des sédiments. Les résultats des datations se placent dans l'Holocène, et ils respectent la stratigraphie en considérant une altitude similaire à l'aplomb des deux échantillons.*

4 – CONCLUSIONS

La datation par OSL de deux prélèvements sédimentaires provenant des « Terrasses d'Eschau », au niveau de la commune d'Eschau (67114), met en évidence les informations suivantes :

- Les doses d'irradiation naturelles s'établissent à :

  Q_{nat} (OSL1) = 6,2 ± 0,2 Gy Q_{nat} (OSL2) = 6,5 ± 0,2 Gy

- Les mesures de la radioactivité des sédiments, additionnées aux composantes du rayonnement cosmique, ont permis de déterminer les doses d'irradiation annuelles :

  I (OSL1) = 1,491 ± 0,077 Gy I (OSL2) = 1,977 ± 0,111 Gy

- Le rapport de ces deux grandeurs permet de déterminer la date de recouvrement de chaque sédiment :

  T(OSL1) = **4160 ± 360 ans**, soit **[2500 – 1780] BC**

  T(OSL2) = **3290 ± 290 ans**, soit **[1560 – 970] BC**

- Ces résultats placent le recouvrement des deux sédiments dans l'Holocène, ce qui est conforme aux hypothèses archéologiques.

Fait à Bordeaux le 19 mai 2020

Dr Emmanuel Vartanian

Cette étude a été menée en collaboration avec l'Université de Ioannina (Département de Physique), Grèce.

SAS Re.S.Artes au capital de 15.000 €
84 rue du Tondu, 33000 Bordeaux, France
Tel x : +33 (0)5 56 81 64 42
Mobile : +33 (0)6 62 79 14 80

752 793 224 RCS Bordeaux – NAF 7120B
SIRET 752 793 224 00011
N° TVA : FR 76752793224
info@res-artes.com - www.res-artes.com

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

[1] D. J. Huntley, D. I. Godfrey-Smith, and M. L. W. Thewalt, 1985, Optical dating of sediments, *Nature*, n°313, p. 105-107.

[2] G. A. T. Duller, 1994, Luminescence dating of sediments using single aliquots: new procedures, *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews),* v. 13, p.149-156.

[3] E. Vartanian, 1999, Datation des archéomatériaux par luminescence stimulée thermiquement et optiquement : TL et OSL de silicates ou de carbonates*, Thèse de doctorat en Physique des Archéomatériaux*, Université Bordeaux 3.

[4] M. Fattahi , R. Walker, J. Hollingsworth, A. Bahroudi, H. Nazari, M. Talebian, S. Armitage, S. Stokes, 2006, Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL), *Earth and Planetary Science Letters*, v. 245, p. 673–684.

[5] Wintle A.G., 2008, Fifty years of luminescence dating, *Archaeometry*, 50: 276-312.

[6] K. E. Fitzsimmons, E. J. Rhodes, T. T. Barrows, 2010, OSL dating of southeast Australian quartz: A preliminary assessment of luminescence characteristics and behaviour, *Quaternary Geochronology,* v. 5, p. 91–95.

[7] Wang XL, Wintle A.G, Du JH, Kang S.G, Lu Y.C., 2011, Recovering laboratory doses using fine-grained quartz from Chinese loess, *Radiation Measurements* 46: 1073-1081.

[8] A. S. Murray and A. G. Wintle, 2000, Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement,* n°32, p. 57-73.

[9] D. Banerjee, A.S. Murray, L. Bøtter-Jensen, and A. Lang, 2001, Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains, *Radiation Measurements*, n°33, p. 73-94.

[10] A.G. Wintle and A.S. Murray, 2006, A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. Radiation Measurements, n°41, p. 369-391.

[11] Wang, X.L., Wintle, A.G. 2012, Optically stimulated luminescence production in the single-aliquot regenerative dose protocol, *Radiation Measurements* 47: 121-129.

[12] G. Adamiec and M.J. Aitken, 1998, Dose-rate conversion factors: update, *Ancient TL*, vol. 16, n°2, p. 37-50.

[13] J. R. Prescott and J. T. Hutton, 1994, Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long term time variations. *Radiation Measurements,* n°23, p. 497-500.

[14] E. J. Rhodes, L. Pownall, 1994, Zeroing of the OSL signal in quartz from young glaciofluvial sediments, *Radiation Measurements*, Volume 23, Issues 2–3, p. 581–585.

[15] J.S. Singarayer, R.M. Bailey, S. Ward, S. Stokes, 2005, Assessing the completeness of optical resetting of quartz OSL in the natural environment, *Radiation Measurements*, Volume 40, Issue 1, p. 13–25.

Annexe 5. Weyersheim « *Rohr* » : datations ^{14}C

Poznań, 01-03-2016

Report

on C-14 dating in the Poznań Radiocarbon Laboratory

Customer:

Pole D-Archeologie Interdepartemental
Rhenan (PAIR), Operations Archeologiques
2, alless Thomas Edison, ZA Sud - CIRSUD
67600- Selestat
France

Job no.: 10567/15

Sample name	*Lab. no.*	*Age 14C*	*Remark*
6465-GBS-3000-2	Poz-78697	**4985 ± 35 BP**	0.7mgC
6465-GBS-3000-6	Poz-78698	**2050 ± 30 BP**	
6495-GBS-3000-8	Poz-78794	**2440 ± 30 BP**	

Comments: Results of calibration of 14C dates enclosed

Head of the Laboratory

Prof. dr hab. Tomasz Goslar

Annexe 6. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupes 5943 et 5785 : datations OSL

HUMBOLDT-UNIVERSITÄT ZU BERLIN

HU | MatNat II, Geographisches Institut | 10099 Berlin

Pôle d'Achéologie Interdépartemental Rhénan (PAIR)
Patrice Wuscher
2, allée Thomas Edison
ZA Sud-Cirsud

F-67600 Sélestat

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät

Geographisches Institut

Geomorphologie, Bodengeographie, Quartärforschung

Lumineszenzdatierung

Dipl.-Geogr. Alexander Fülling
Wiss. Mitarbeiter

Datum:
10.07.17

OSL dating of 5 sediment samples (Ensisheim)
Bon de commande no: 15-433 (16/12/2015), 3 samples (OSL-3, OSL-4, OSL-5)
Bon de commande no: 16-156 (27/04/2016), 2 samples (OSL-1, OSL-2)

Dear Patrice Wuscher,

enclosed please find the OSL dating results of your samples. See on the next pages for more details.

Sample	Lab. no.	OSL age [ka]
OSL-2 (5943, 2014)	HUB-0705	17.2 ± 1.2
OSL-2 (5785, 2015)	HUB-0688	10.8 ± 0.8
OSL-3 (5785, 2015)	HUB-0664	11.9 ± 0.8
OSL-4 (5785, 2015)	HUB-0665	15.2 ± 1.2
OSL-5 (5785, 2015)	HUB-0666	16.4 ± 1.1

Dosimetry data and OSL ages

Sample	Lab. No.	Depth [cm]	U [ppm] (a)	Th [ppm] (a)	K [%] (a)	Cosmic dose rate [Gy/ka] (b)	Water cont. measured [%] (c)	Water cont. estimated [%] (d)	Dose rate (D_0) [Gy/ka]	Equivalent dose (D_e) [Gy] (e)	Age Model (e)	OSL age [ka]
OSL-2 (5943, 2014)	HUB-0705	164	2.13 ± 0.1	8.59 ± 0.44	2.06 ± 0.04	0.19 ± 0.02	- (3.6)	15 ± 5	2.86 ± 0.19	49.1 ± 1.2	CAM OD=11.3%	17.2 ± 1.2
OSL-2 (5785, 2015)	HUB-0688	139	2.73 ± 0.12	11.78 ± 0.58	2.18 ± 0.04	0.20 ± 0.02	14.4 (13.4)	15 ± 5	3.27 ± 0.22	35.3 ± 0.9	CAM OD=8.7%	10.8 ± 0.8
OSL-3 (5785, 2015)	HUB-0664	127	3.49 ± 0.15	15.39 ± 0.73	1.82 ± 0.03	0.20 ± 0.02	19.3 (14.0)	20 ± 5	3.20 ± 0.21	38.0 ± 0.8	CAM OD=8.1%	11.9 ± 0.8
OSL-4 (5785, 2015)	HUB-0665	178	2.3 ± 0.11	10.01 ± 0.49	1.92 ± 0.03	0.19 ± 0.02	13.2 (11.7)	15 ± 5	2.86 ± 0.19	43.6 ± 1.7	CAM OD=7.6%	15.2 ± 1.2
OSL-5 (5785, 2015)	HUB-0666	230	1.88 ± 0.09	7.08 ± 0.37	2.07 ± 0.04	0.18 ± 0.02	6.5 (3.4)	15 ± 5	2.69 ± 0.17	44.1 ± 1.1	CAM OD=11.5%	16.4 ± 1.1

(a) Uranium, thorium, and potassium contents were determined via high resolution gamma ray spectrometry (HPGe detector) at University of Cologne.
U-238: Pb-214, Bi-214.
Th-232: Ac-228, Th-228, Tl-208, Bi-212.
K-40: direct

(b) Cosmic dose rates were estimated regarding geographic position (47.9°N, 7.4°E), altitude (217 m a.s.l.) and sampling depth.

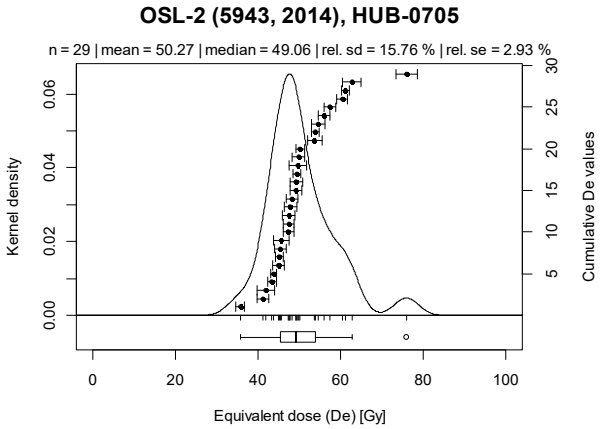
(c) Water content of sediment samples in % of dry mass (values in brackets are determined on material of the OSL tubes in the Luminescence Lab at Berlin: oven dried for 3 days at 50°C).

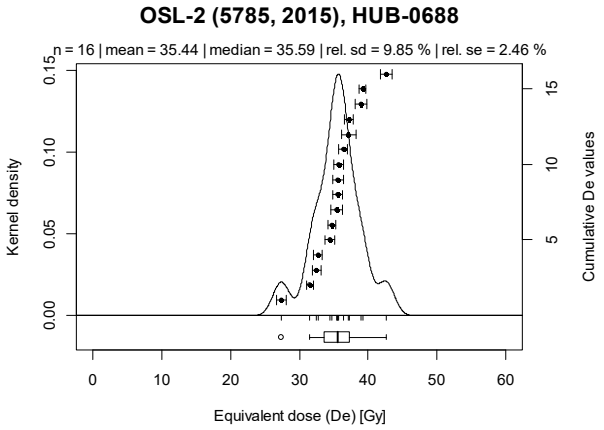
(d) Water content used for dose rate calculation.

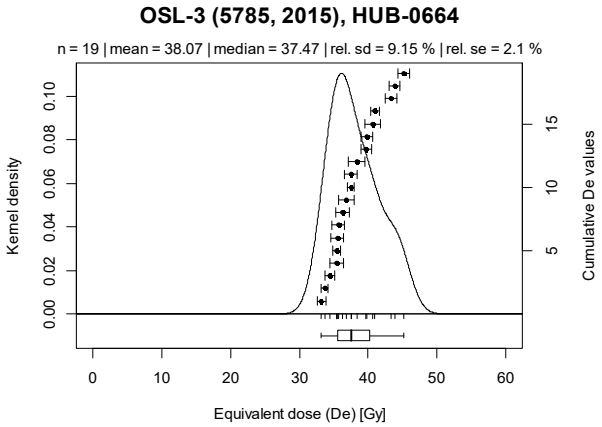
(e) Equivalent doses (± standard error) were calculated according the Central Age Model (CAM, Galbraith et al. 1999). The overdispersion (OD) describes the variation of the equivalent dose in addition to the expected error. The expected error results from the random error and from the systematic error of all aliquots.
24 aliquots (HUB-0688, HUB-0664) or 48 aliquots (HUB-0705, HUB-0665, HUB-0666) were measured per sample. Percentage of aliquots that passed the quality criteria (Recycling ratio between 0.9 and 1.1, Recuperation <10%, OSL IR depletion ratio >0.9): HUB-0705: 58% (28 aliquots), HUB-0688: 67% (16 aliquots), HUB-0664: 79% (19 aliquots), HUB-0665: 58% (28 aliquots), HUB-0666: 58% (28 aliquots).

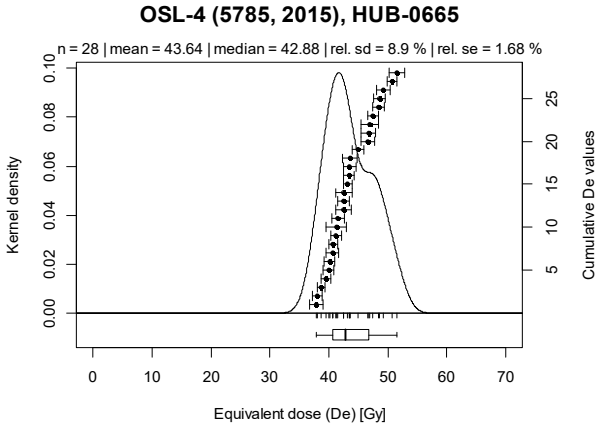
Equivalent dose distributions

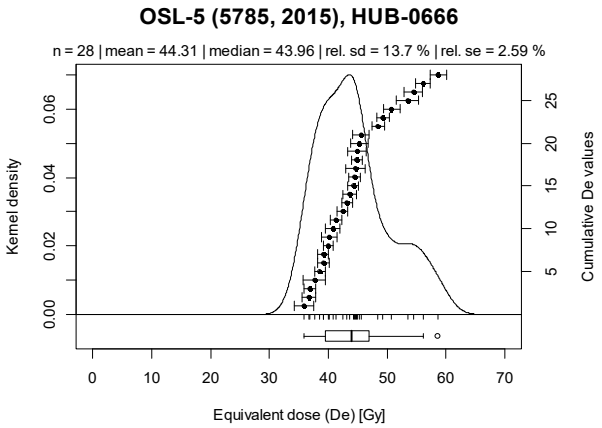
Individual equivalent doses for all selected aliquots and resulting kernel density estimates. Basic statistical values are given (mean, median, relative standard deviation, relative standard error). The box plots describe the dose distributions graphically: median as bold line, box delimited by the first and third quartile, whiskers defined by the extremes within 1.5 interquartile ranges. Open circles indicate outliers.






OSL-3 (5785, 2015), HUB-0664
n = 19 | mean = 38.07 | median = 37.47 | rel. sd = 9.15 % | rel. se = 2.1 %
Kernel density
Cumulative De values
Equivalent dose (De) [Gy]


OSL-4 (5785, 2015), HUB-0665
n = 28 | mean = 43.64 | median = 42.88 | rel. sd = 8.9 % | rel. se = 1.68 %
Kernel density
Cumulative De values
Equivalent dose (De) [Gy]


OSL-5 (5785, 2015), HUB-0666
n = 28 | mean = 44.31 | median = 43.96 | rel. sd = 13.7 % | rel. se = 2.59 %
Kernel density
Cumulative De values
Equivalent dose (De) [Gy]

Laboratory procedures and discussion of the results

The OSL sample preparation followed standard lab procedures of the quartz coarse grain method: wet sieving (90-200 µm or 90-250 µm), removing of carbonates and organic material with 10% hydrochloric acid and 10% hydrogen peroxide, mineral separation using LST heavy liquid of 2.75 and 2.62 g/cm³, and etching of the quartz fraction with 40% hydrofluoric acid for 60 min. 4mm-aliquots were prepared for luminescence measurements.

The luminescence properties were comparable to those of samples HUB-0689 and HUB-0690 (Ensisheim Nécro Log 4 and 5). The luminescence intensities were also relatively weak, but 4mm-aliquots contained enough quartz grains to collect a significant OSL signal. It should be mentioned that a high percentage of the measured aliquots didn't pass the quality criteria (recycling ratio between 0.9 and 1.1, recuperation <10%, OSL IR depletion ratio >0.9). The reasons for rejecting aliquots were mainly poor OSL sensitivity correction during SAR measurement (bad recycling ratio) or contamination with feldspar (bad OSL IR depletion ratio). The resulting equivalent dose distributions were nevertheless narrow and nearly symmetric with only few outliers and a maximum overdispersion of 11.5%. This indicates that the samples were sufficiently exposed to daylight during transport and sedimentation.

Dose recovery tests were performed on quartz aliquots of all samples to check for luminescence properties and to define the preheat procedures. It should be noted that surprisingly the tests suggested divergent preheat procedures which is atypical for samples originating from the same sedimentological context.

Technical details

OSL method:
Modified Single Aliquot Regenerative (SAR) protocol after Murray & Wintle (2000).

Material:
Coarse grain quartz extracts (90-200 µm: HUB-0705, -0688, -0664, -0665 and 90-250 µm : HUB-0666).

Instrument:
Risø TL/OSL-DA-15C/D, Sr-90 beta source: 0.086 Gy/s.

Measurement parameters:
Preheat at 220°C, 10 s (HUB-665, HUB-688) or 240°C, 10 s (HUB-664, HUB-666, HUB-705); testdose cutheat at 180°C, 0 s (HUB-665, HUB-666, HUB-688) or 220°C, 0 s (HUB-664, HUB-705); stimulation at 125°C, 40 s (blue diodes at 470 ± 30 nm), detection: near UV at 330 ± 40 nm (filter U 340).

Software:
Luminescence Analyst 4.12, Adele 1.06, R: Luminescence Package, version 0.7.5

References

GALBRAITH, R. F., ROBERTS, R. G., LASLETT, G. M., YOSHIDA, H. & OLLEY, J. M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. In: *Archaeometry*, 41: 339 – 364.

MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. In: *Radiation Measurements* 32: 57 – 73.

Annexe 7. Ensisheim « Reguisheimerfeld », coupe 016774 - 4 et 016774 - 4 : datations radiocarbone (1/2)

Poznań, 13-05-2020

Report

on C-14 dating in the Poznań Radiocarbon Laboratory

Customer:

Archeologie Alsace

11 rue Jean-Francois Champollion
67600- Selestat
France

Job no.: 15879/19

Sample name	*Lab. no.*	*Age 14C*	*Remark*
Ensisheim 16774 6843	Poz-112813	**11770 ± 60 BP**	0.5mgC
Ensisheim 16774 6842	Poz-123111	**10030 ± 80 BP**	TOC, 0.17mgC
Ensisheim 16774 6608	Poz-112803	**7440 ± 50 BP**	0.6mgC
Ensisheim 16774 6844	Poz-112804	**11860 ± 60 BP**	
Ensisheim 16774 6846	Poz-112789	**11450 ± 140 BP**	0.06mgC
Ensisheim 16774 6805	Poz-112790	**8440 ± 40 BP**	
Ensisheim 16774 6847	Poz-123112	**8730 ± 60 BP**	TOC, 0.3mgC

Comments:

Head of the Laboratory

Prof. dr hab. Tomasz Goslar

Annexe 8. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4 et 016774 - 4 : datations radiocarbone (2/2)

POZNAN RADIOCARBON LABORATORY

Poznań, 19-03-2021

Report

on C-14 dating in the Poznań Radiocarbon Laboratory

Customer: **Patrice Wuscher**
Archéologie Alsace

11 rue Jean-François Champollion
67-600- Sélestat
France

Job no.: 17313/20

Sample name	*Lab. no.*	*Age 14C*	*Remark*
Ensisheim 6607	Poz-133897	**7820 ± 50 BP**	0.2mgC
Ensisheim 6801	Poz-133898	**8480 ± 50 BP**	0.6mgC
Ensisheim 6802	Poz-133900	**8320 ± 90 BP**	0.09mgC
Ensisheim 6804	Poz-133901	**8090 ± 70 BP**	0.12mgC
Ensisheim 6806	Poz-133902	**11210 ± 60 BP**	0.3mgC

Comments: Results of calibration of 14C dates enclosed

Head of the Laboratory

Prof. dr hab. Tomasz Goslar

Annexe 9. Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4 : datations OSL

Re.S.Artes

Le Regard de la Science sur les Arts et le patrimoine culturel

Rapport d'analyse R 243816A

Site d'Ensisheim (68) :

Datation par OSL de quatre niveaux sédimentaires

1 – PROBLÉMATIQUE CHRONOLOGIQUE

L'étude de datation présentée ici concerne une fouille menée sur un site de la commune d'Ensisheim (68190).

L'objectif est de participer à l'établissement de la chronologie de la stratigraphie mise au jour. En effet celle-ci n'a pas été documentée du point de vue des datations physiques, jusqu'à ce jour.

Pour cela, quatre échantillons sédimentaires ont été prélevés afin de les dater par OSL (OSL1, OSL3, OSL4 et OSL5).

2 – MATÉRIEL À DATER

Le matériel sélectionné pour la datation est présenté Tableau 1.

Echantillons	Référencement de la datation	Description du prélèvement	Méthode de datation	Analyses envisagées
OSL 1	**S220003**	Sédiment	OSL	OSL, Spectrométrie gamma à bas bruit de fond
OSL 3	**S220004**	Sédiment	OSL	OSL, Spectrométrie gamma à bas bruit de fond
OSL 4	**S220005**	Sédiment	OSL	OSL, Spectrométrie gamma à bas bruit de fond
OSL 5	**S220006**	Sédiment	OSL	OSL, Spectrométrie gamma à bas bruit de fond

Tab. 1 : *Description des prélèvements à dater par OSL.*

3 – DATATION PAR OSL

Cette approche permet de dater la dernière exposition à la lumière des cristaux contenus dans un sédiment. Il est ainsi possible de déterminer le moment du recouvrement de la couche stratigraphique à étudier.

Principe de la méthode

L'OSL (comme la thermoluminescence) repose sur l'étude de la radioactivité naturelle et la capacité des cristaux à accumuler les effets de cette irradiation [1-7]. L'énergie ainsi apportée, ou dose d'irradiation, exprimée en grays (Gy), est stockée dans des défauts des cristaux. Cette énergie est proportionnelle à l'intensité de la radioactivité reçue par unité de temps et au temps pendant lequel ils sont soumis à cette irradiation.
L'OSL correspond à l'émission de lumière (luminescence) provoquée par un apport d'énergie sous forme optique (ou lumineuse). L'intensité de cette luminescence est proportionnelle à l'énergie absorbée par le cristal et dépend donc de la dose d'irradiation accumulée au cours du temps.

Les expériences d'OSL permettent de déterminer la dose d'irradiation naturelle (Q_{Nat} ou ED pour Equivalent Dose) reçue depuis un instant zéro qui correspond, pour les sédiments éoliens en particulier, à la dernière exposition des cristaux à la lumière ("blanchiment"). Elle est mesurée en utilisant un protocole expérimental dénommé SAR (Single Aliquot and Regeneration) permettant l'obtention de résultats précis [8-11]. Cette procédure s'appuie sur la comparaison directe entre l'intensité de luminescence mesurée sur le matériau archéologique et celles générées par des irradiations connues au laboratoire.
Parallèlement, il est nécessaire de déterminer la dose d'irradiation annuelle (I) reçue par les cristaux. Elle rend compte de la quantité d'énergie déposée chaque année par les particules α et β et les photons γ et produite par les éléments radioactifs présents dans toute matière ; pour cela nous utilisons des tables de correspondance activité de l'élément radioactif / dose d'irradiation [12]. Elle recouvre l'irradiation qui émane du matériau lui-même, de son environnement ainsi qu'une contribution du rayonnement cosmique [13].
Le rapport de ces deux grandeurs donne l'âge entre l'instant zéro et l'étude du matériau en laboratoire :

$$T(ans) = \frac{Q_{Nat}(Gy)}{I(Gy/an)}$$

Signalons enfin que dans le cas de sédiments fluviatiles ou fluvio-glaciaires, le risque d'une exposition insuffisante à la lumière solaire, entraînant un vieillissement des âges, n'est pas à exclure [14-15]. C'est pourquoi, dans ce cas, nous porterons une attention toute particulière à une série d'expériences préalables destinées à tester ce point.

Préparation des échantillons

Les échantillons de sédiment ont été préparés selon des procédures adaptées aux méthodes d'analyse employées.

Ainsi, pour les mesures d'OSL, les sédiments ont été tamisés afin de sélectionner une granulométrie comprise entre 100 et 150µm. Les poudres ainsi obtenues pour chaque échantillon ont été traitées chimiquement : HCl 8% pour éliminer les carbonates, H2O2 30% pour éliminer les matières organiques, puis HF 40% pour éliminer les feldspaths et permettre ainsi la sélection exclusive des quartz.

Parallèlement, les mesures de radioactivité ont été effectuées sur les sédiments bruts, séchés (105°C pendant 24h) puis conditionnés dans des boites plastiques hermétiques afin de permettre une mesure par spectrométrie gamma à bas bruit de fond après attente d'un mois pour assurer le retour à l'équilibre du radon.

Mesure de la dose d'irradiation naturelle par OSL

Méthodologie OSL – Protocol SAR

La méthode SAR (Single Aliquot and Regeneration) est une procédure mise en place au cours des années 2000 [8-11] consistant à déterminer la dose d'irradiation naturelle à partir d'une interpolation au travers de mesures effectuées après régénération du signal d'OSL avec une dose d'irradiation connue.

Toutes les expériences sont effectuées sur la même prise d'essai. Au total, 18 disques ont été étudiés, ce qui permet l'obtention de 18 mesures de la dose naturelle (Q_{nat} ou ED).

Les changements de sensibilité classiquement observés sur les quartz sont contrôlés et corrigés par des mesures de calibration obtenues après une irradiation avec une dose test.

Mesures

Les mesures d'OSL ont été réalisées dans un lecteur Risø TL-DA15 automatisé équipé avec des couronnes de LED (diodes électroluminescentes) infrarouges (870 +/- 40nm) et bleues (470 +/- 40nm).

Le protocole SAR a été appliqué en effectuant les mesures avec les diodes bleues, après avoir éclairé les cristaux sur les disques avec les diodes infrarouges.
L'utilisation de l'éclairage infrarouge permet d'une part de réduire l'éventuelle contribution du signal de luminescence émanant des feldspaths, et d'autre part de fournir un autre moyen de déterminer la dose naturelle.

Pour les quatre échantillons analysés, nos mesures n'ont pas révélé la présence d'un signal sous l'éclairage infrarouge. Ceci traduit l'absence de composantes feldspathiques (ces minéraux peuvent être sujets au « fading anormal » entrainant une sous-estimation des valeurs de dose équivalente s'il n'en était pas tenu compte) et suggère que le signal OSL mesuré est dominé par les quartz.

Un exemple de mesure de dose obtenue sur un disque de chaque prélèvement est donné Figure 1.

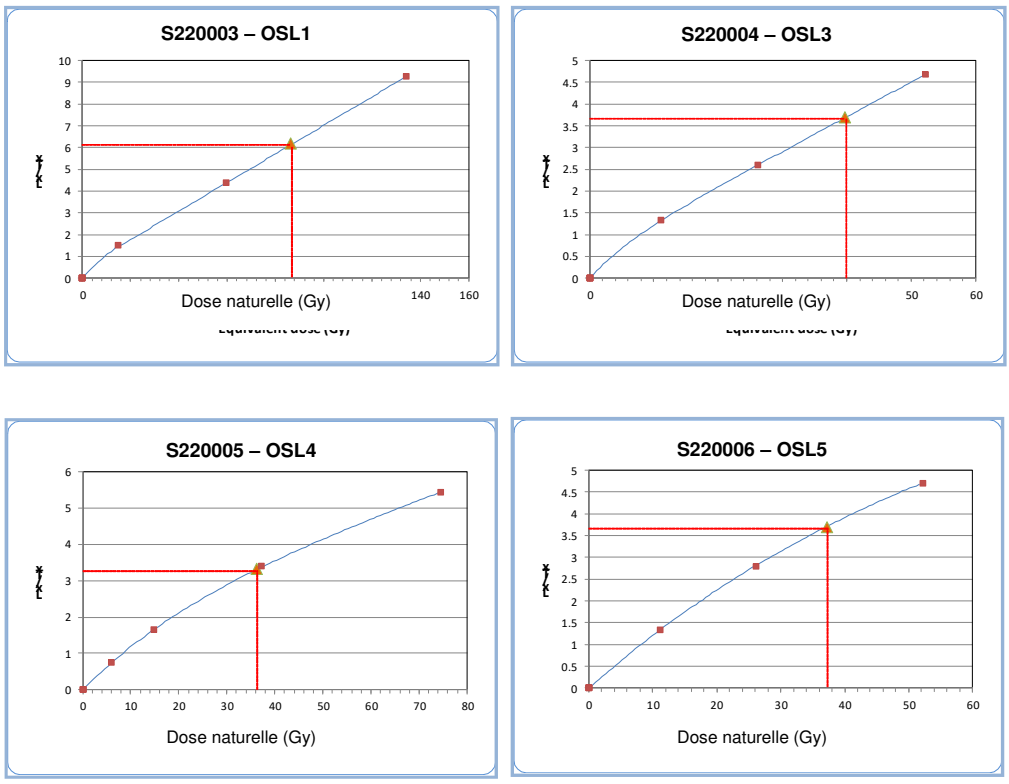


Fig. 1 : *Exemples de mesure de dose naturelle par OSL. La courbe bleue représente la régénération du signal avec des doses d'irradiation connues. L'intersection de la valeur de l'intensité mesurée sur l'axe des ordonnées (Lx/Tx) avec cette courbe donne la dose d'irradiation naturelle sur l'axe des abscisses.*

Résultats obtenus

Pour les quatre échantillons, la distribution des mesures effectuées sur les grains de granulométrie comprise entre 100 et 150 µm n'est pas régulière (Figures 2 à 4 et Tableaux 2 et 3).

Deux causes peuvent être envisagées pour expliquer cela :

- Les prélèvements pourraient correspondre à un mélange de grains insolés à des moments différents et correspondant donc à des événements distincts.
- Plus vraisemblablement, nous serions en présence de mélanges de grains qui n'ont pas tous été parfaitement insolés avant leur recouvrement. S'agissant de dépôts torrentiels, leur exposition à la lumière solaire dans le passé a pu être incomplète.

Ne pouvant pas faire de sélection *a priori* des valeurs mesurées, nous avons considéré trois hypothèses de travail :

- La première consiste à sélectionner les valeurs les plus faibles, pouvant correspondre aux grains les "plus insolés", même si cet ensemble de données n'est pas le plus représentatif de chaque série.
- La deuxième consiste à sélectionner les valeurs les plus probables, c'est-à-dire celles qui sont le mieux représentées au sein de chaque distribution statistique.
- Enfin, la troisième hypothèse a consisté à sélectionner les valeurs les plus élevées (hormis celles qui étaient manifestement trop éloignées de l'ensemble des données), correspondant donc soit aux grains les moins bien insolés, soit à des événements plus anciens. Là encore, cette sélection ne correspond pas aux mesures les mieux représentées dans la distribution statistique.

Hypothèse 1 : sélection des grains les "plus insolés" – résultats les plus "jeunes"

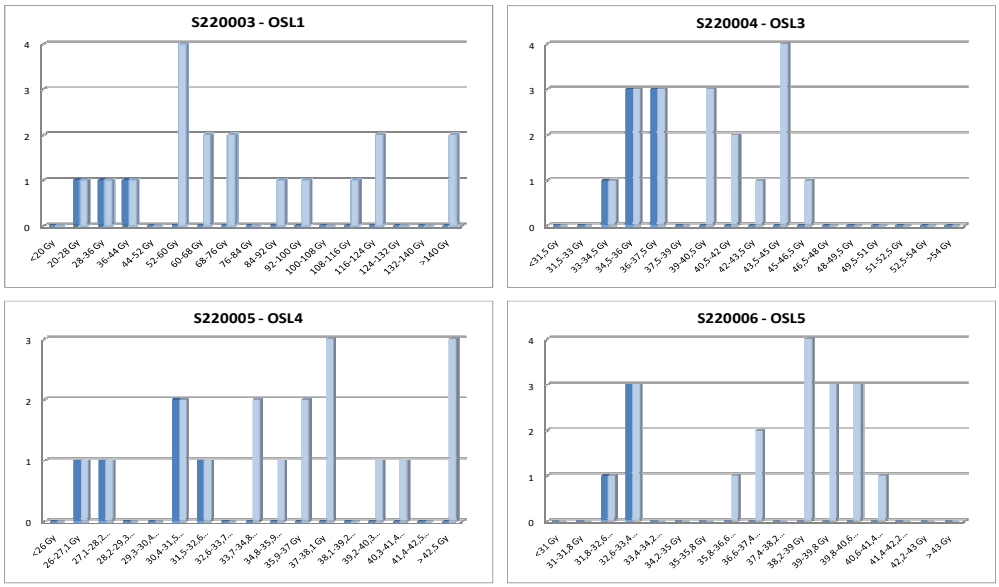


Fig. 2 : *Distribution des valeurs de dose naturelle obtenues pour chaque prélèvement sédimentaire. En bleu clair sont représentées les distributions des valeurs mesurées, et en bleu foncé les distributions des valeurs retenues, en adoptant l'hypothèse des grains les plus insolés.*

Hypothèse 2 : sélection des grains statistiquement les mieux représentés – résultats les plus "probables"

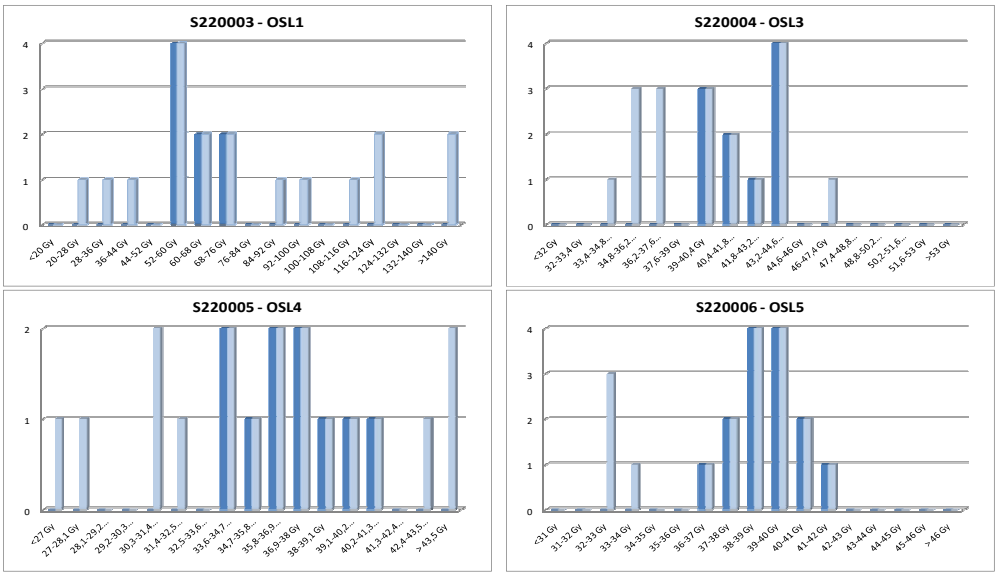


Fig. 3 : *Distribution des valeurs de dose naturelle obtenues pour chaque prélèvement sédimentaire. En bleu clair sont représentées les distributions des valeurs mesurées, et en bleu foncé les distributions des valeurs retenues, en adoptant l'hypothèse des valeurs les mieux représentées statistiquement (les plus probables).*

Hypothèse 3 : sélection des grains les "moins insolés" – résultats les plus "vieux"

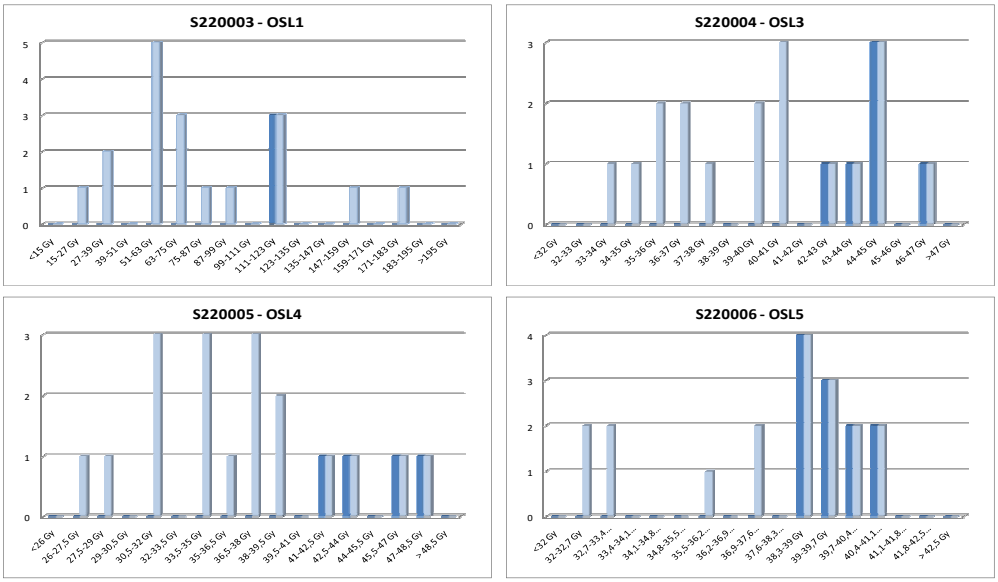


Fig. 4 : *Distribution des valeurs de dose naturelle obtenues pour chaque prélèvement sédimentaire. En bleu clair sont représentées les distributions des valeurs mesurées, et en bleu foncé les distributions des valeurs retenues, en sélectionnant les valeurs les plus élevées, correspondant aux grains probablement les moins insolés ou à des événements antérieurs à ceux que nous cherchons à dater.*

Dose d'irradiation naturelle mesurée pour chaque disque (Gy)												
S220003 – OSL1			S220004 – OSL3			S220005 – OSL4			S220006 – OSL5		
+vieux	+probable	+jeune	+vieux	+probable	+jeune	+vieux	+probable	+jeune	+vieux	+probable	+jeune
26,1	*26,1*	26,1	*33,4*	*33,4*	33,4	*26,6*	*26,6*	26,6	*32,2*	*32,2*	32,2
35,5	*35,5*	35,5	*34,9*	*34,9*	34,9	*28*	*28*	28	*32,6*	*32,6*	32,6
38,2	*38,2*	38,2	*35,4*	*35,4*	35,4	*30,5*	*30,5*	30,5	*32,8*	*32,8*	32,8
53,8	53,8	*53,8*	*35,9*	*35,9*	35,9	*30,8*	*30,8*	30,8	*33,2*	*33,2*	33,2
54,5	54,5	*54,5*	*36,8*	*36,8*	36,8	*31,7*	*31,7*	31,7	*36,1*	36,1	*36,1*
57	57	*57*	*36,8*	*36,8*	36,8	*33,7*	33,7	*33,7*	*37,2*	37,2	*37,2*
58,6	58,6	*58,6*	*37,4*	*37,4*	37,4	*34,1*	34,1	*34,1*	*37,2*	37,2	*37,2*
62,8	62,8	*62,8*	*39,7*	39,7	*39,7*	*34,9*	34,9	*34,9*	38,5	38,5	*38,5*
64,5	64,5	*64,5*	*39,8*	39,8	*39,8*	*36,4*	36,4	*36,4*	38,7	38,7	*38,7*
68,1	68,1	*68,1*	*40,1*	40,1	*40,1*	*36,5*	36,5	*36,5*	38,7	38,7	*38,7*
73	73	*73*	*40,7*	40,7	*40,7*	*37,6*	37,6	*37,6*	38,7	38,7	*38,7*
86,4	*86,4*	*86,4*	*40,7*	40,7	*40,7*	*37,7*	37,7	*37,7*	39	39	*39*
94,5	*94,5*	*94,5*	42,7	42,7	*42,7*	*38*	38	*38*	39	39	*39*
113,2	*113,2*	*113,2*	43,7	43,7	*43,7*	*39,2*	39,2	*39,2*	39,1	39,1	*39,1*
118,8	*118,8*	*118,8*	44,1	44,1	*44,1*	41	41	*41*	39,9	39,9	*39,9*
119,4	*119,4*	*119,4*	44,1	44,1	*44,1*	42,6	*42,6*	*42,6*	40,1	40,1	*40,1*
155,1	*155,1*	*155,1*	44,5	44,5	*44,5*	46,6	*46,6*	*46,6*	40,4	40,4	*40,4*
182,6	*182,6*	*182,6*	46,2	*46,2*	*46,2*	47,2	*47,2*	*47,2*	41	41	*41*

Tab. 2 : *Valeurs de doses d'irradiation naturelle obtenues pour les quatre échantillons, en distinguant les trois hypothèses de travail. En gris sont notées les mesures que nous excluons du calcul final des doses d'irradiation naturelles.*

	S220003 – OSL1	S220004 – OSL3	S220005 – OSL4	S220006 – OSL5
Qnat (+vieux)	**117,1 ± 1,6** (3 disques)	**44,2 ± 0,4** (6 disques)	**44,4 ± 1,3** (4 disques)	**39,4 ± 0,2** (11 disques)
Qnat (+probable)	**61,5 ± 2,3** (8 disques)	**42,0 ± 0,6** (10 disques)	**36,9 ± 0,7** (10 disques)	**38,8 ± 0,3** (14 disques)
Qnat (+jeune)	**33,3 ± 3,0** (3 disques)	**35,8 ± 0,5** (7 disques)	**29,5 ± 0,8** (5 disques)	**32,7 ± 0,2** (4 disques)

Tab. 3 : *Détermination des doses d'irradiation naturelles obtenues par OSL pour les échantillons OSL1, OSL3, OSL4 et OSL5 en fonction des hypothèses statistiques conduisant au choix des doses d'irradiation naturelles retenues (cf. Fig. 2 à 4 et Tab. 2). Nous avons fait également apparaitre le nombre de disques sélectionnés pour ces calculs. Les différences entre les trois valeurs obtenues pour chaque échantillon donnent une indication sur la dispersion de la distribution (plus les valeurs sont proches les unes des autres, plus la distribution est régulière).*

Détermination de la dose d'irradiation annuelle

Les mesures ont été effectuées sur une fraction des échantillons étudiés en OSL. Dans ce sens ils sont indiscernables et sont affectés de la même numérotation.

Contribution des échantillons et de leur environnement

La radioactivité des échantillons et de leur environnement (c'est-à-dire eux-mêmes) a été déterminée à partir des activités en éléments radioactifs (K, U, Th) obtenues par spectrométrie gamma à bas bruit de fond, et en tenant compte également de l'humidité des matériaux.
Les activités ont été transformées en dose d'irradiation à l'aide d'une table de correspondance activité/dose [12]. Les résultats sont présentés Tableau 4.

	Doses (mGy/an)			
	S220003 - OSL1	**S220004 - OSL3**	**S220005 - OSL4**	**S220006 - OSL5**
$U(U^{238})$	0,115 ± 0,018	0,049 ± 0,009	0,048 ± 0,009	0,067 ± 0,019
$U(Ra^{226})$	0,964 ± 0,110	0,463 ± 0,058	0,369 ± 0,046	0,556 ± 0,109
U^{235}	0,029 ± 0,009	0,004 ± 0,005	0,010 ± 0,009	0,022 ± 0,013
Th	0,995 ± 0,045	0,475 ± 0,031	0,515 ± 0,033	0,676 ± 0,062
K	2,344 ± 0,070	1,698 ± 0,057	1,509 ± 0,058	1,643 ± 0,099
Rb*	0,050 ± 0,005	0,034 ± 0,004	0,029 ± 0,003	0,032 ± 0,005
H2O (%) **	13 ± 1	7 ± 1	7 ± 1	10 ± 3,2
Dose annuelle matériaux	**4,496 ± 0,153**	**2,722 ± 0,092**	**2,480 ± 0,087**	**2,997 ± 0,174**

Tab. 4 : *Doses d'irradiation annuelles déterminées pour chaque échantillon. Les deux valeurs obtenues pour l'uranium correspondent aux mesures effectuées à partir des éléments en tête de chaine ($U(U^{238})$) et en fin de chaine ($U(Ra^{226})$). Nous tenons compte de la différence entre ces deux valeurs, s'il y a lieu, en considérant un déséquilibre progressif au cours du temps. Le rubidium (Rb*, en vert) est affecté d'une valeur calculée en fonction de la teneur en potassium. Enfin, pour l'humidité des sédiments (H_2O**), les matériaux ayant été reçus secs, nous avons utilisé les mesures effectuées sur des échantillons équivalents prélevés postérieurement aux sédiments étudiés ici. Deux groupes de valeurs ont été déterminés : un autour de 13% d'humidité pour les sédiments les plus limoneux, l'autre autour de 7% pour les sédiments plus sableux. Les quatre échantillons datés ici ont pu être positionnés dans ces deux groupes, selon leur compositions radiochimiques. Ainsi, pour OSL1, l'humidité adoptée est celle d'un matériau sédimentaire plutôt limoneux ; pour OSL3 et OSL4, le sédiment est considéré comme sableux donc moins humide (ces valeurs sont assorties d'une incertitude de 1%). Enfin, pour OSL5 on se situerait dans un état intermédiaire, d'où la valeur retenue, associée à une incertitude plus importante (elle correspond à un écart-type, pour un intervalle de ±5% autour de la valeur médiane de 10%).*

Contribution du rayonnement cosmique

La contribution cosmique à la radioactivité annuelle a été calculée conformément aux équations publiées [13]. Elle prend en compte la latitude du site (47,8758°N), sa longitude (7,3633°E), son altitude par rapport au niveau de la mer (167 m) ainsi que la profondeur de chaque échantillon par rapport à ce point. Une densité moyenne de 1,8 g/cm^3 a été adoptée pour ces sédiments en grande partie silicatés. Les résultats obtenus sont présentés Tableau 5.

	Profondeur (m)	I cosmique (mGy/an)
S220003 – OSL1	1,55	0,177 ± 0,009
S220004 – OSL3	2,34	0,161 ± 0,008
S220005 – OSL4	1,89	0,170 ± 0,009
S220006 – OSL5	2,34	0,161 ± 0,008

Tab. 5 : *Calcul de la contribution du rayonnement cosmique à la dose d'irradiation annuelle.*

Calcul des âges OSL

Le tableau 6 résume les différentes données obtenues à l'issue de l'analyse des échantillons S220003 à S220006, par OSL et spectrométrie gamma à bas bruit de fond. Nous en déduisons l'âge de la dernière exposition à la lumière solaire des sédiments étudiés (ici selon les trois hypothèses de travail exposées précédemment), à partir de l'équation : $T = \frac{Q_{nat}}{I_{total}}$. Ces valeurs sont ensuite converties en intervalles de dates, tels que présentés Figure 5 à 7.

	S220003 – OSL1	S220004 – OSL3	S220005 – OSL4	S220006 – OSL5
Q_{nat} (Gy) +vieux	117,1 ± 1,6	44,2 ± 0,4	44,4 ± 1,3	39,4 ± 0,2
Q_{nat} (Gy) +probable	61,5 ± 2,3	42,0 ± 0,6	36,9 ± 0,7	38,8 ± 0,3
Q_{nat} (Gy) +jeune	33,3 ± 3,0	35,8 ± 0,5	29,5 ± 0,8	32,7 ± 0,2
$I_{matériaux}$ (mGy/an)	4,496 ± 0,153	2,722 ± 0,092	2,480 ± 0,087	2,997 ± 0,174
$I_{cosm.}$ (mGy/an)	0,177 ± 0,009	0,161 ± 0,008	0,170 ± 0,009	0,161 ± 0,008
I_{total} (mGy/an)	4,673 ± 0,154	2,883 ± 0,093	2,650 ± 0,088	3,159 ± 0,174
Age OSL (ans) – "plus vieux"	**25 070 ± 1 170**	**15 340 ± 640**	**16 730 ± 1 050**	**12 460 ± 760**
Intervalles de dates (Av. J.-C.) – plus vieux	**[24 210 – 21 880]**	**[13 960 – 12 680]**	**[15 760 – 13 670]**	**[11 210 – 9 690]**
Age OSL (ans) – plus probable	**13 170 ± 910**	**14 570 ± 680**	**13 930 ± 720**	**12 290 ± 790**
Intervalles de dates (Av. J.-C.) – plus probable	**[12 060 – 10 240]**	**[13 230 – 11 880]**	**[12 630 – 11 190]**	**[11 060 – 9 490]**
Age OSL (ans) – "plus jeune"	**7 120 ± 870**	**12 420 ± 570**	**11 140 ± 690**	**10 350 ± 630**
Intervalles de dates (Av. J.-C.) – plus jeune	**[5 980 – 4 230]**	**[10 970 – 9 830]**	**[9 810 – 8 430]**	**[8 970 – 7 710]**

Tab. 6 : *Résumé des valeurs obtenues pour les doses d'irradiation naturelle (Q_{nat}) et annuelle (I totale est obtenue par la somme des contributions des matériaux et des cosmiques à l'irradiation annuelle). L'ensemble de ces mesures donne les âges OSL ($T = Q_{nat}/I_{total}$) à partir desquels on détermine les intervalles de dates qualifiant le moment du recouvrement des couches sédimentaires.*

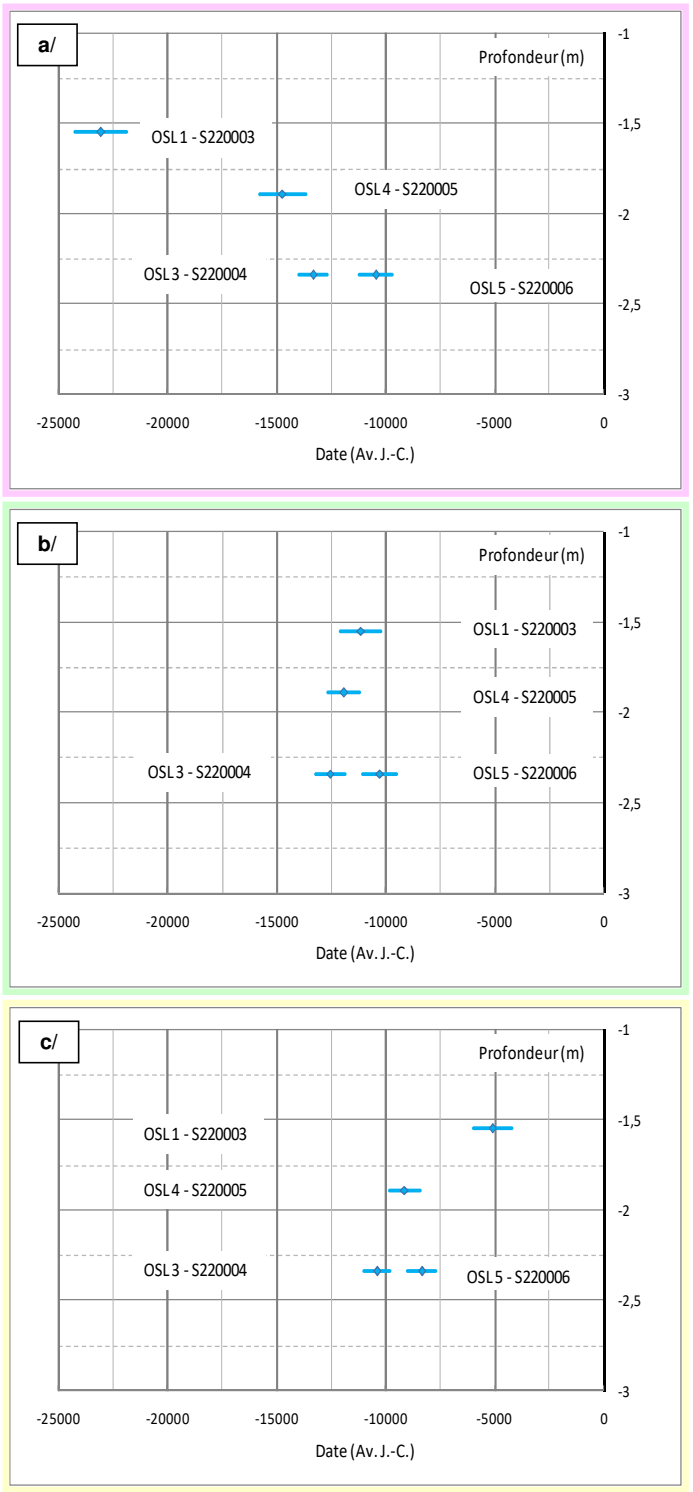


Fig. 5 : *Représentation graphique des intervalles de dates OSL déterminés pour les échantillons OSL1, OSL3, OSL 4 et OSL5 (respectivement S220003 à S220006) a/ pour l'hypothèse "la plus vieille", b/ pour l'hypothèse la plus probable et c/ pour l'hypothèse "la plus jeune". En ordonnée nous avons représenté la profondeur de chaque prélèvement.*

4 – CONCLUSIONS

La datation par OSL de quatre prélèvements sédimentaires provenant du site d'Ensisheim (68) met en évidence les informations suivantes :

- Pour les quatre échantillons étudiés, les distributions des valeurs de doses d'irradiation archéologique déterminées par OSL ne sont pas régulières. Cela peut témoigner de mélanges de grains soit chronologiquement disjoints soit diversement insolés.

- Dans ces conditions, trois âges OSL ont été proposés pour chaque prélèvement, selon que l'on considère les mesures de doses archéologiques les plus élevées, les plus faibles ou les plus probables :

T(OSL1) vieux = **25 070 ± 1 170 ans**, soit **[24 210 – 21 880] BC**
T(OSL1) probable = **13 170 ± 910 ans**, soit **[12 060 – 10 240] BC**
T(OSL1) jeune = **7 120 ± 870 ans**, soit **[5 980 – 4 230] BC**

T(OSL3) vieux = **15 340 ± 640 ans**, soit **[13 960 – 12 680] BC**
T(OSL3) probable = **14 570 ± 680 ans**, soit **[13 230 – 11 880] BC**
T(OSL3) jeune = **12 420 ± 570 ans**, soit **[10 970 – 9 830] BC**

T(OSL4) vieux = **16 730 ± 1 050 ans**, soit **[15 760 – 13 670] BC**
T(OSL4) probable = **13 930 ± 720 ans**, soit **[12 630 – 11 190] BC**
T(OSL4) jeune = **11 140 ± 690 ans**, soit **[9 810 – 8 430] BC**

T(OSL5) vieux = **12 460 ± 760 ans**, soit **[11 210 – 9 690] BC**
T(OSL5) probable = **12 290 ± 790 ans**, soit **[11 060 – 9 490] BC**
T(OSL5) jeune = **10 350 ± 630 ans**, soit **[8 970 – 7 710] BC**

- Quelques enseignements peuvent être tirés de ces ensembles de dates. Ainsi, nous pouvons remarquer que d'après l'hypothèse des âges les plus vieux, les résultats obtenus sont assez dispersés et ils ne suivent pas la stratigraphie. Par contre, les hypothèses considérant les âges les plus probables et les plus jeunes semblent donner des résultats plus cohérents, mais certains d'entre eux sont en désaccord avec l'organisation stratigraphique des dépôts. Il s'ensuit que nous devons considérer comme probable l'hypothèse d'une insolation incomplète des sédiments avant leur recouvrement, ce qui rend délicate l'exploitation de ces données.

Fait à Bordeaux le 6 juillet 2020

Dr Emmanuel Vartanian

Cette étude a été menée en collaboration avec l'Université de Ioannina (Département de Physique), Grèce.

SAS Re.S.Artes au capital de 15.000 €
84 rue du Tondu, 33000 Bordeaux, France
Tel x : +33 (0)5 56 81 64 42
Mobile : +33 (0)6 62 79 14 80

752 793 224 RCS Bordeaux – NAF 7120B
SIRET 752 793 224 00011
N° TVA : FR 76752793224
info@res-artes.com - www.res-artes.com

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

[1] HUNTLEY D. J., GODFREY-SMITH D. I., THEWALT M. L. W. (1985) - Optical dating of sediments, *Nature*, 313, p. 105-107.

[2] DULLER G. A. T. (1994) - Luminescence dating of sediments using single aliquots: new procedures, *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews),* 13, p.149-156.

[3] VARTANIAN E. (1999) - Datation des archéomatériaux par luminescence stimulée thermiquement et optiquement : TL et OSL de silicates ou de carbonates*, Thèse de doctorat en Physique des Archéomatériaux*, Université Bordeaux 3, 364p.

[4] FATTAHI M., WALKER R., HOLLINGSWORTH J., BAHROUDI A., NAZARI H., TALEBIAN M., ARMITAGE S., STOKES S. (2006) - Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL), *Earth and Planetary Science Letters*, 245, p. 673–684.

[5] WINTLE A.G. (2008) - Fifty years of luminescence dating, *Archaeometry*, 50, p.276-312.

[6] FITZSIMMONS K. E., RHODES E. J., BARROWS T. T. (2010) - OSL dating of southeast Australian quartz: A preliminary assessment of luminescence characteristics and behaviour, *Quaternary Geochronology,* 5, p. 91–95.

[7] WANG X.L, WINTLE A.G, DU J.H., KANG S.G, LU Y.C. (2011) - Recovering laboratory doses using fine-grained quartz from Chinese loess, *Radiation Measurements* 46, p. 1073-1081.

[8] MURRAY A. S., WINTLE A. G. (2000) - Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurement,* 32, p. 57-73.

[9] BANERJEE D., MURRAY A.S., BØTTER-JENSEN L., LANG A. (2001) - Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains, *Radiation Measurements*, 33, p. 73-94.

[10] WINTLE A.G., MURRAY A.S. (2006) - A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols, *Radiation Measurements*, 41, p. 369-391.

[11] WANG, X.L., WINTLE, A.G. (2012) - Optically stimulated luminescence production in the single-aliquot regenerative dose protocol, *Radiation Measurements,* 47, p. 121-129.

[12] ADAMIEC G., AITKEN M.J. (1998), Dose-rate conversion factors: update, *Ancient TL*, 16, n°2, p. 37-50.

[13] PRESCOTT J. R., HUTTON J. T. (1994) - Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long term time variations. *Radiation Measurements,* 23, p. 497-500.

[14] RHODES E. J., POWNALL L. (1994) - Zeroing of the OSL signal in quartz from young glaciofluvial sediments, *Radiation Measurements*, 23, 2–3, p. 581–585.

[15] SINGARAYER J.S., BAILEY R.M., WARD S., STOKES S. (2005) - Assessing the completeness of optical resetting of quartz OSL in the natural environment, *Radiation Measurements*, 40, 1, p. 13–25.

Annexe 10. Mulhouse « Cour de Lorraine » : datation ^{14}C

Poznań, 31-01-2017

Report

on C-14 dating in the Poznań Radiocarbon Laboratory

Customer:

Archeologie Alsace

11 rue Jean-Francois Champollion
67600- Selestat
France

Job no.: 11658/16

Sample name	***Lab. no.***	***Age 14C***	***Remark***
6417-P14-1571-1	Poz-87720	**2425 ± 30 BP**	

Comments: Results of calibration of 14C dates enclosed

Head of the Laboratory

Prof. dr hab. Tomasz Goslar

Annexe 11. Meyenheim « *Grunfeld* » : datation ^{14}C

Meyenheim

POZNAN RADIOCARBON LABORATORY

Poznań, 19-07-2016

Report

on C-14 dating in the Poznań Radiocarbon Laboratory

Customer:

Pole D-Archeologie Interdepartemental
Rhenan (PAIR), Operations Archeologiques
2, alless Thomas Edison, ZA Sud - CIRSUD
67600- Selestat
France

Job no.: 10579/15

Sample name	*Lab. no.*	*Age 14C*	*Remark*
6316 CB1 - reserve	Poz-0	**>0 BP**	reserve
6331 neyenheim CB1	Poz-82455	**2580 ± 35 BP**	
6331 CB3	Poz-82456	**2370 ± 30 BP**	

Comments: Results of calibration of 14C dates enclosed

Head of the Laboratory
Prof. dr hab. Tomasz Goslar

Annexe 12. Vendenheim « *Muehlbach* » : datation ^{14}C

Poznań, 09-07-2020

Report

on C-14 dating in the Poznań Radiocarbon Laboratory

Customer:

Archeologie Alsace

11 rue Jean-Francois Champollion
67600- Selestat
France

Job no.: 15866/19

Sample name	*Lab. no.*	*Age 14C*	*Remark*
COS 147	Poz-125026	**1870 ± 30 BP**	
COS 149	Poz-124521	**4130 ± 35 BP**	
COS 151	Poz-124639	**5960 ± 40 BP**	
COS 3 A	Poz-125027	**4350 ± 40 BP**	0.2mgC, + B - reserve terrestrial shell

Comments: Results of calibration of 14C dates enclosed

Head of the Laboratory

Prof. dr hab. Tomasz Goslar

Annexe 13. Rapport des analyses DRX

RAPPORT D'ANALYSE MINERALOGIQUE D'ECHANTILLONS

DE SOLS PAR DIFFRACTION DES RAYONS X

Le 10 mars 2020

Laurent CANER

Analyses minéralogiques des échantillons

I PROTOCOLE D'ANALYSE

Les échantillons analysés sont au nombre de treize et portent les références suivantes

BET 3 10-15	ENSI PSN coupe 4 130	PFUL 19 I 110-115	PFUL 19 III 60-65
BET 61 300-305	KOLB 5 19.53m	PFUL 19 II 110-115	PFUL 19 IV 1
ENSI 19 H	PFUL 19 I 5-10	PFUL 19 II 350-355	PFUL 19 IV 2
ENSI 19 W			

I – 1 PREPARATION DES ECHANTILLONS EN POUDRE

Les échantillons ont été séchés à l'air et les graviers n'ont pas été pris en compte (tri manuel). Ils ont ensuite été broyés à l'aide d'un broyeur McCrone Micronising Mill avec des billes en céramique (zirconium) dans de l'éthanol et séchés à l'étuve. Cette étape permet un broyage fin (micrométrique), et le plus homogène possible, de tous les minéraux. Après séchage les échantillons sont homogénéisés dans un mortier en agate et tamisés à 100 µm pour réaliser les poudres désorientées analysés par diffraction des rayons X.

I – 2 EXTRACTION ET PREPARATION DE LA FRACTION ARGILEUSE

A – Dispersion chimique des particules

Les échantillons (10g pour avoir une représentativité correcte) ont été saturés avec du chlorure de sodium (NaCl) 1 mol L^{-1} pour remplacer la totalité des cations présents par du Na^+ qui permet la dispersion des particules. Ils ont été mis en suspension dans 100 ml de NaCl 2mol L^{-1} et laissé en contact pendant 16 heures sous agitation.

C – Extraction de la fraction argileuse

La fraction argileuse (< 2 µm) a été réalisée en centrifugeuse en appliquant la loi de stockes. La vitesse et le temps de centrifugation sont ajustés pour obtenir la fraction granulométrique désirée. Huit cycles de centrifugation ont été effectués pour récupérer une fraction argileuse homogène en quantité suffisante pour l'analyse par diffraction des rayons X.

I – 2 SATURATION Ca

La suspension argileuse obtenue par la méthode précédente est mise en contact avec du chlorure de calcium ($CaCl_2$) 0,5 mol L^{-1} pour floculer les argiles. Après floculation, la suspension argileuse est agitée pour homogénéiser et une aliquote est prélevée pour effectuer la saturation. Les échantillons sont mis en contact avec le chlorure de calcium 0,5 mol L^{-1} pendant plusieurs heures avec agitation. Trois étapes de saturation ont été réalisées avec centrifugation et remplacement de la solution de $CaCl_2$ à chaque étape. A la fin de la saturation l'excès de $CaCl_2$ a été éliminé avec un lavage par centrifugation (3 à 5 fois) jusqu'à l'absence de chlorure (testée au nitrate d'argent).
La saturation calcium des argiles est nécessaire pour une mesure fiable des espacements inter-réticulaires des minéraux argileux, notamment les minéraux argileux expansibles sensibles à l'humidité relative.

I – 3 PREPARATION DES LAMES ORIENTEES ET GLYCOLAGE

A – Préparation des lames orientées

Les fractions argileuses saturées Ca sont ultrasonnées pour assurer une bonne dispersion et 1 ml de cette suspension est déposé sur une lame de verre (25 x 25 mm). Les lames orientées sont séchées à la température ambiante et seront identifiées Ca-AD. La préparation de lames orientées est nécessaire pour identifier les minéraux lamellaires comme les minéraux argileux.

B – Glycolage des lames orientées

Les lames orientées saturées Ca sont solvatées à l'éthylène glycol pour mettre en évidence la présence de minéraux argileux expansible. La solvatation est réalisée au dans un dessiccateur, contenant de d'éthylène glycol, sous vide et à 50 °C. L'éthylène glycol solvate l'espace interfoliaire des minéraux argileux expansibles. Les échantillons saturés Ca et solvatés seront identifiés Ca-EG.

I – 4 DIFFRATION DES RAYONS X

La diffraction des rayons X est réalisée sur un diffractomètre Bruker D8 Advance fonctionnant avec une anticathode au cuivre (λ = 1,5418 Å), à une tension de 40 Kv et une intensité de 40 mA. Le détecteur est un détecteur Lynxeye dont l'énergie est fixée sur la raie Kα du cuivre.
Les diagrammes de poudres désorientées permettent d'identifier la totalité des minéraux présents dans les échantillons. La diffraction est réalisée dans le domaine angulaire 2theta = 2,5° à 2 thêta = 65°.
Les diagrammes de lames orientées ont pour but d'identifier les minéraux argileux en renforçant leurs réflexions basales (*00l*) du fait de la sédimentation sur ces faces durant le séchage des lames orientées.
La diffraction est réalisée de la position 2theta = 2,5° à la position 2 thêta = 35°.
Les diffractogrammes sont présentés avec la position (°2theta) en abscisse et l'intensité en ordonnée.

La distance interéticulaire est obtenue en appliquant la loi de Bragg :

$$\mathbf{d\ (Å) = \lambda\ /2\sin(\theta)}$$

Les minéraux ont été identifiés en fonction de la position des pics de diffraction.

II RESULTATS

Les diffractogrammes avec les positions des pics sont présentés en annexe de ce rapport.

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Chlorite	14 Å – 7,0 Å– 4,71 Å AD et EG
Illite (mica)	10 Å – 5 Å – 3,33 Å AD et EG
Kaolinite	7,15 Å – 3,57 Å AD et EG
Smectite	14,74 Å AD
	17 Å – 8,5 Å– 5,5 Å EG
Interstratifié illite/smectite	position entre 10 Å et 15 Å en AD
	positions entre 15 Å et 17 Å en EG
Quartz	4,25 Å – 3,34 Å – 2,46 Å – 2,28 Å – 2,24 Å – 1,97 Å – 1,92 Å – 1,54 Å
Feldspaths plagioclases	
- Albite	6,42 Å – 6,36 Å – 3,76 Å – 3,20 Å – 3,18 Å

- Microcline	4,28 Å – 3,25 Å – 2,94 Å – 2,16 Å
Feldspaths potassiques	
- Orthose	6,47 Å – 4,22 Å – 3,77Å – 3,31 Å – 3,24 Å
- Calcite	3,04 Å – 2,85 Å – 2,28 Å

II – 1 Analyse des échantillons bruts par diffraction sur poudres désorientées

Echantillon BET 3 10-15

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Microcline
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite
Quartz

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz et de feldspaths. La proportion de minéraux argileux est faible.

Echantillon BET 61 300-305

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose
Kaolinite (traces)
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite (traces)
Quartz

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La proportion de minéraux argileux est faible.

Echantillon ENSI 19 H

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite (traces)
Quartz

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz, d'albite. La teneur minéraux argileux 2:1 Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées est importante.

Echantillon ENSI 19 W

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite

Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz et d'albite. La proportion de minéraux argileux est faible.

Echantillon ENSI PSN coupe 4 130

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite (traces)
Quartz

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La teneur minéraux argileux 2:1 Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées est importante.

Echantillon KOLB 5 19.53m

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite (traces)
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz et de calcite. La teneur minéraux argileux 2:1 Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées est importante.

Echantillon PFUL 19 I 5-10

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz d'albite et de calcite. La proportion de minéraux argileux est faible.

Echantillon PFUL 19 I 110-115

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz d'albite et de calcite. La proportion de minéraux argileux est faible.

Echantillon PFUL 19 II 110-115

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La proportion de minéraux argileux est faible.

Echantillon PFUL 19 II 350-355

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Chlorite
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La proportion de minéraux argileux est faible.

Echantillon PFUL 19 III 60-65

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Quartz
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La proportion de minéraux argileux est faible.

Echantillon PFUL 19 IV I

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Quartz
Chlorite
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz. La proportion de minéraux argileux est faible.

Echantillon PFUL 19 IV II

Sur le diagramme les minéraux suivants sont identifiés :

Albite
Orthose (traces)
Kaolinite
Illite (mica)
Interstratifié Illite/smectite ou smectite à confirmer avec les lames orientées
Quartz
Chlorite
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de quartz et de calcite. La proportion de minéraux argileux est faible.

II – 1 Analyse de la fraction argileuse par diffraction sur lames orientées

Echantillon BET 3 10-15

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,2 Å (peu visible), 7,08 Å et 4,71 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,0 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,35 Å en AD qui se déplace vers 15 Å en EG
Interstratifiée illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,5 Å en AD qui se déplace vers 15,7 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose

Cet échantillon contient une forte proportion d'interstratifiés illite/smectite, de chlorite et d'illite. Il contient quartz et des feldspaths.

Echantillon BET 61 300-305

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,2 Å, 7,08 Å et 4,71 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,0 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,42 Å en AD qui se déplace vers 15 Å en EG
Interstratifié illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,55 Å en AD qui se déplace vers 16 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose

Cet échantillon contient une forte proportion et d'illite et une plus faible proportion des autres minéraux argileux. Il contient quartz et des feldspaths.

Echantillon ENSI 19 H

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,2 Å, 7,07 Å et 4,71 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,0 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,7 Å en AD qui se déplace vers 15 Å en EG
Interstratifié illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,80 Å en AD qui se déplace vers 16,15 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,59 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose

Cet échantillon contient une forte proportion et d'illite et d'interstratifiés illite/smectite. Il contient quartz et des feldspaths.

Echantillon ENSI 19 W

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,18 Å, 7,06 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,0 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,5 Å en AD qui se déplace vers 15,5 Å en EG
Interstratifié illite/smectite riche en smectite et smectite : pic centré à 14,80 Å en AD qui se déplace vers 17 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,17 et 3,58 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion et d'illite et d'interstratifiés illite/smectite. Il contient quartz, de la calcite et des feldspaths.

Echantillon ENSI PSN coupe 4 130

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,18 Å, 7,07 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,03 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
smectite : pic centré à 14,82 Å en AD qui se déplace vers 16,5 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,18 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de smectite. Il contient quartz, de la calcite et des feldspaths.

Echantillon KOLB 5 19.53m

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Illite (mica) : pics à 10,03 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
smectite : pic centré à 14,81 Å en AD qui se déplace à 16,83 Å en EG

Kaolinite : pics à 7,18 et 3,58 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion de smectite et d'illite. Il contient quartz et de la calcite

Echantillon PFUL 19 I 5-10

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,12 Å, 7,09 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,0 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,5 Å en AD qui se déplace vers 14,8 Å en EG
Interstratifié illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,40 Å en AD qui se déplace vers 16,30 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion et d'illite et moins d'autres minéraux argileux. Il contient quartz, de la calcite et des feldspaths.

Echantillon PFUL 19 I 110-115

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,15 Å, 7,07 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 9,99 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,3 Å en AD qui se déplace vers 14,5 Å en EG
Interstratifié illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,60 Å en AD qui se déplace vers 16,76 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une forte proportion et d'illite et moins d'autres minéraux argileux. Il contient quartz, de la calcite et des feldspaths.

Echantillon PFUL 19 II 110-115

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,15 Å, 7,08 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,06 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Interstratifié Illite/smectite : pic centré à 12,5 Å en AD qui se déplace vers 14,5 Å en EG
Interstratifié illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,70 Å en AD qui se déplace vers 16 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,54 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz

Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une proportion importante d'interstratifiés illite/smectite. Il contient quartz, de la calcite et des feldspaths.

Echantillon PFUL 19 II 350-355

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,24 Å, 7,08 Å et 4,71 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,00 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Interstratifiée illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,60 Å en AD qui se déplace vers 16 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,53 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une proportion importante d'illite et de chlorite. Il contient quartz et des feldspaths.

Echantillon PFUL 19 III 60-65

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,21 Å, 7,08 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,00 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Interstratifiée illite/smectite riche en smectite : pic centré à 14,60 Å en AD qui se déplace vers 17 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,54 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose
Calcite

Cet échantillon contient une proportion importante d'illite et de chlorite. Il contient quartz et des feldspaths.

Echantillon PFUL 19 IV I

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,14 Å (peu visible), 7,07 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Illite (mica) : pics à 10,00 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Interstratifié illite/smectite riche en smectite et smectite : pic centré à 14,6 Å en AD qui se déplace vers 16,55 Å en EG
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,57 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol
Quartz
Albite
Orthose

Cet échantillon contient une forte proportion d'interstratifié illite/smectite riche en smectite, de smectite et d'illite. Il contient quartz et des feldspaths.

Echantillon PFUL 19 IV II

Sur le diagramme de lames orientées les minéraux argileux suivants sont identifiés :

Chlorite : pics à 14,03 Å (peu visible), 7,06 Å et 4,72 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol

Illite (mica) : pics à 10,00 Å, 5,0 Å et 3,33 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol

Interstratifié illite/smectite riche en smectite et smectite : pic centré à 14,53 Å en AD qui se déplace vers 16,85 Å en EG

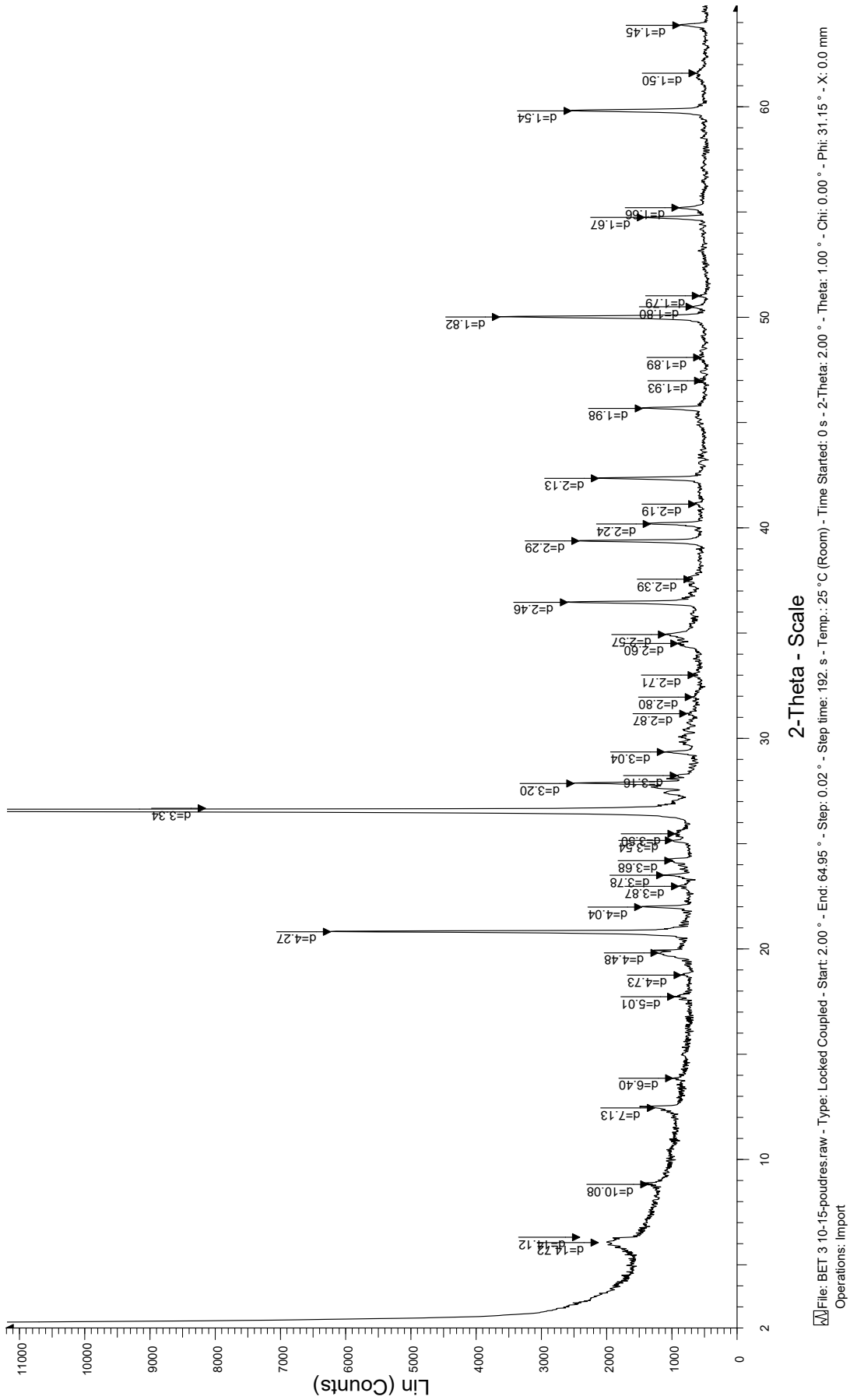
Kaolinite : pics à 7,15 et 3,58 Å qui ne se déplacent pas après solvatation à l'éthylène glycol

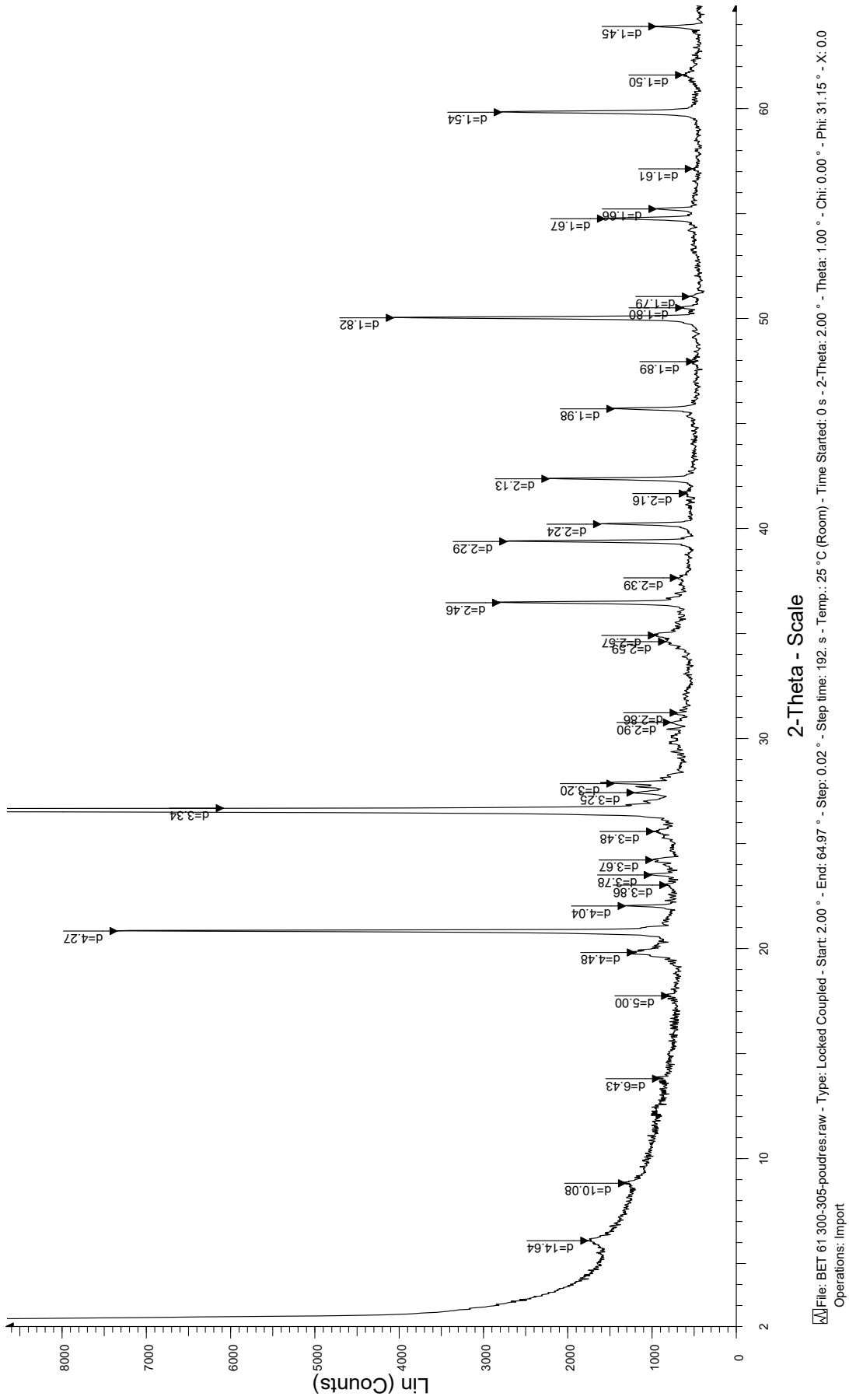
Quartz

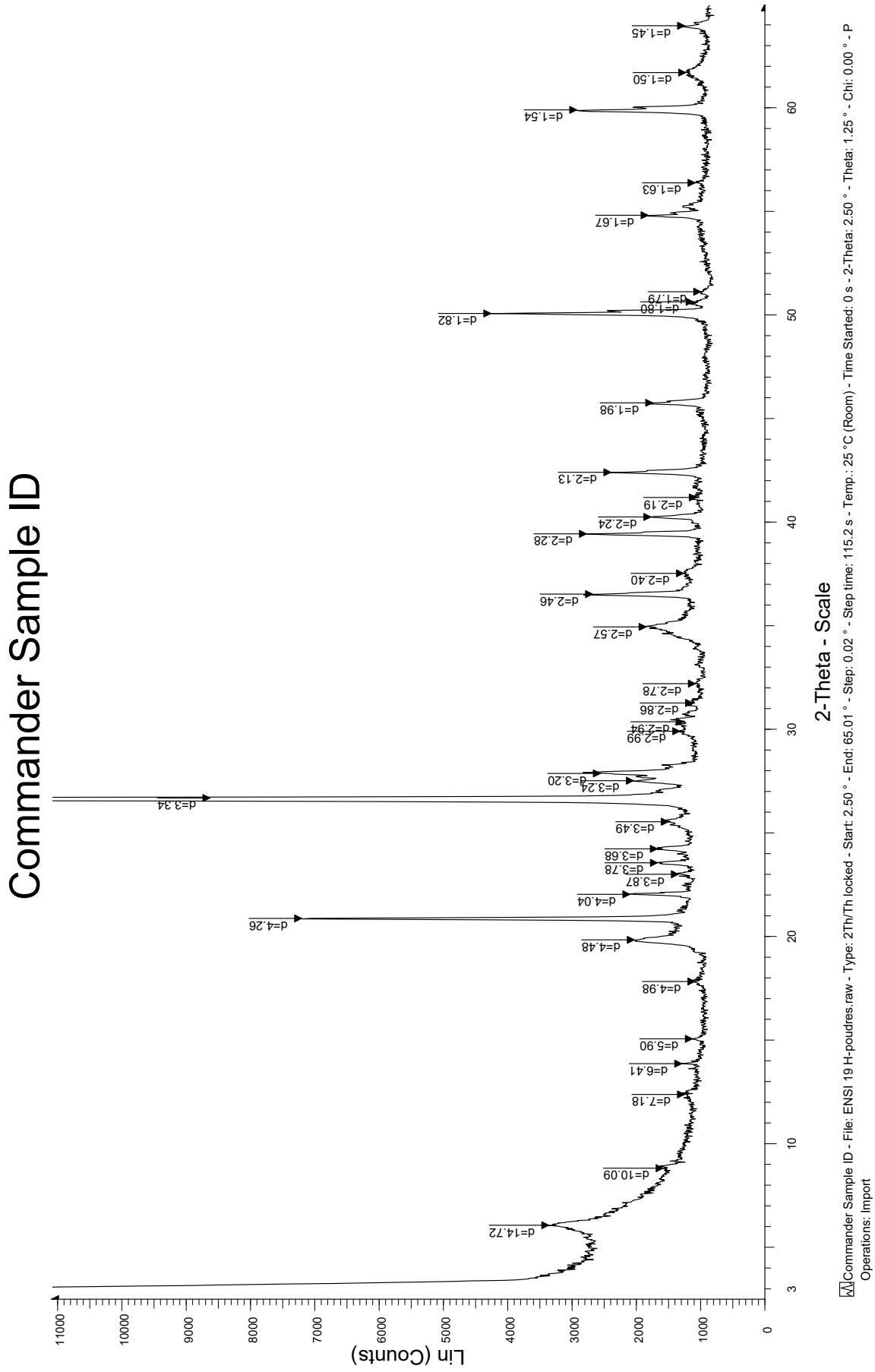
Albite

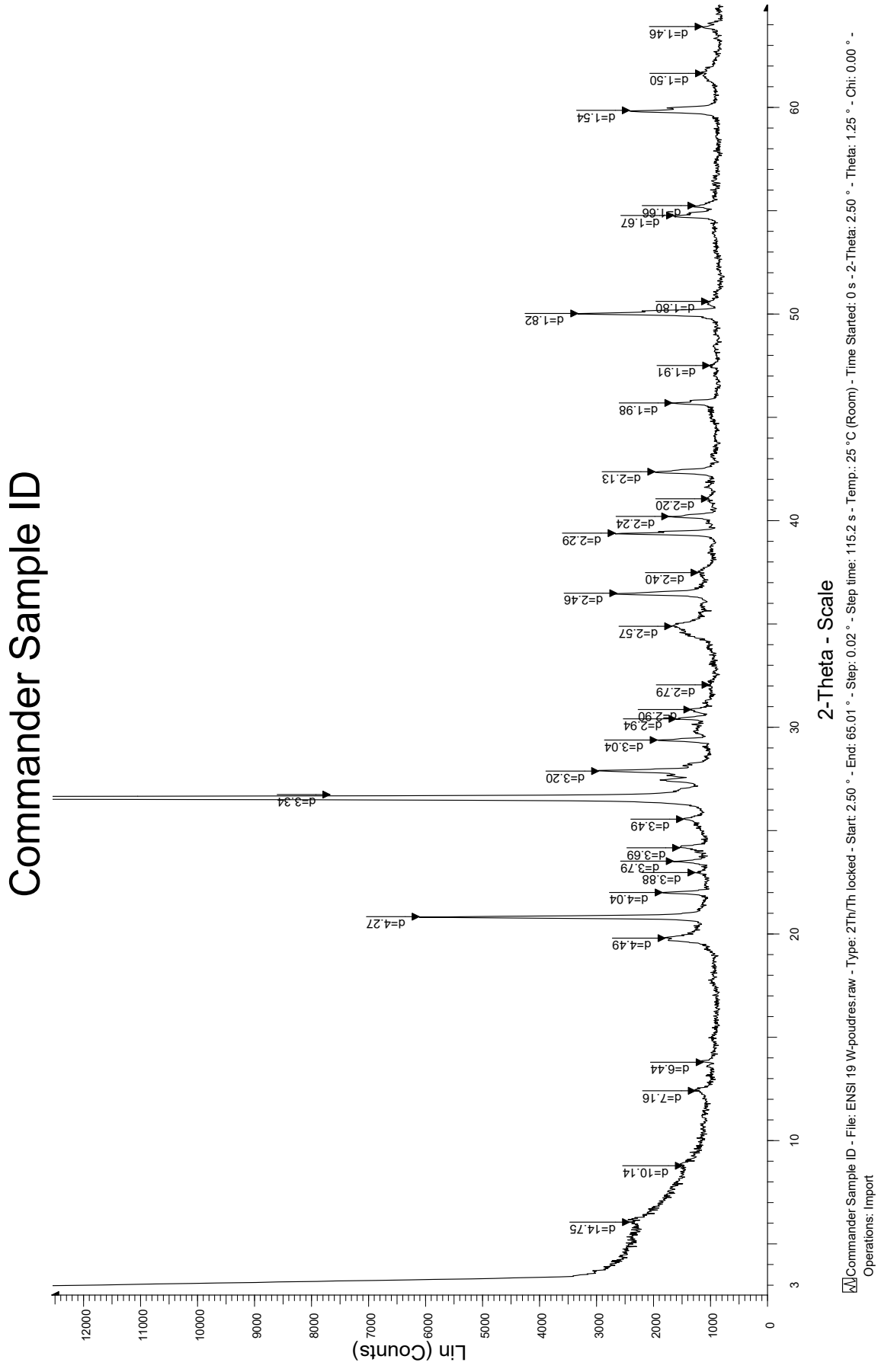
Orthose

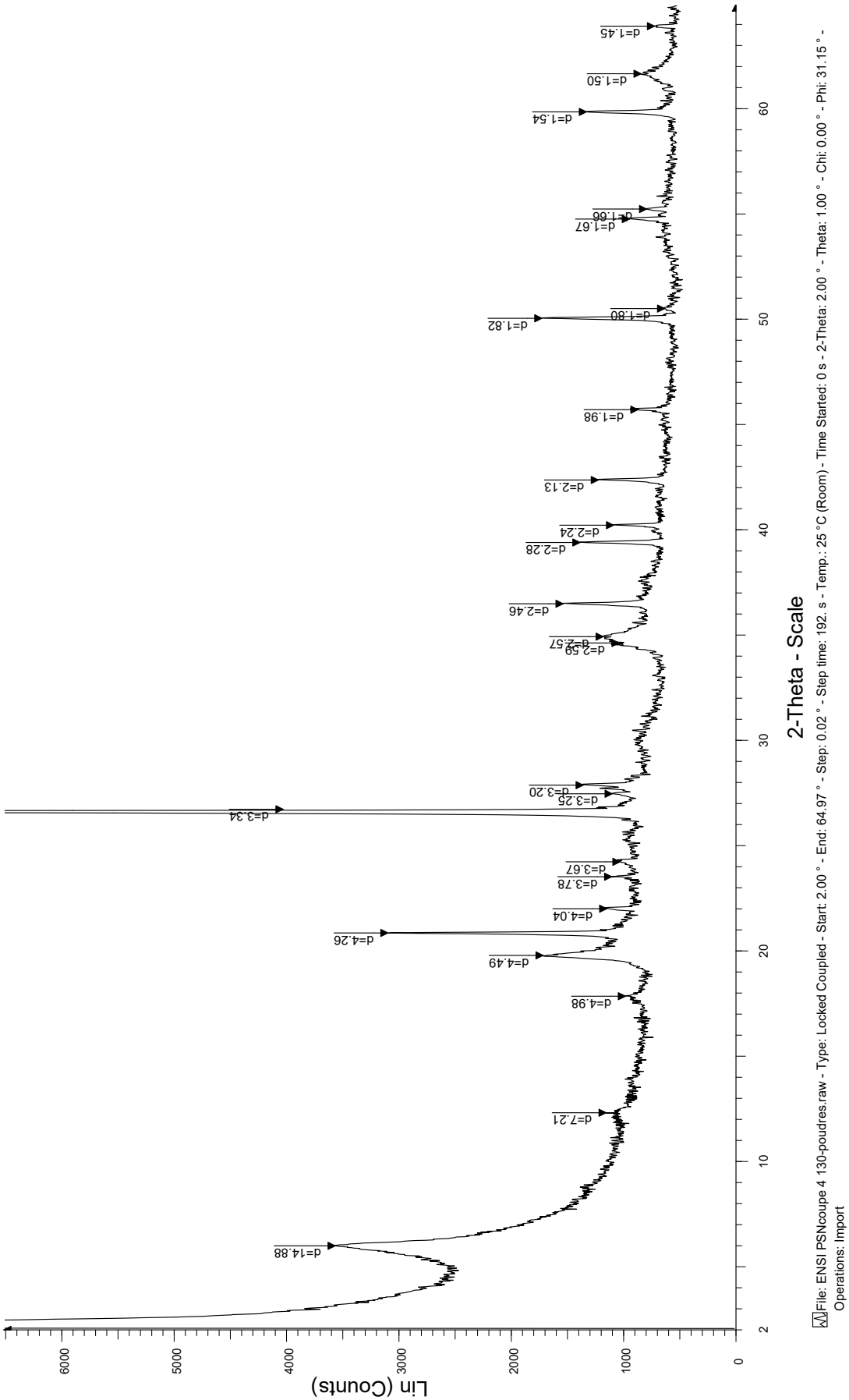
Cet échantillon contient une forte proportion d'interstratifié illite/smectite riche en smectite, de smectite et d'illite. Il contient quartz, de la calcite et des feldspaths.

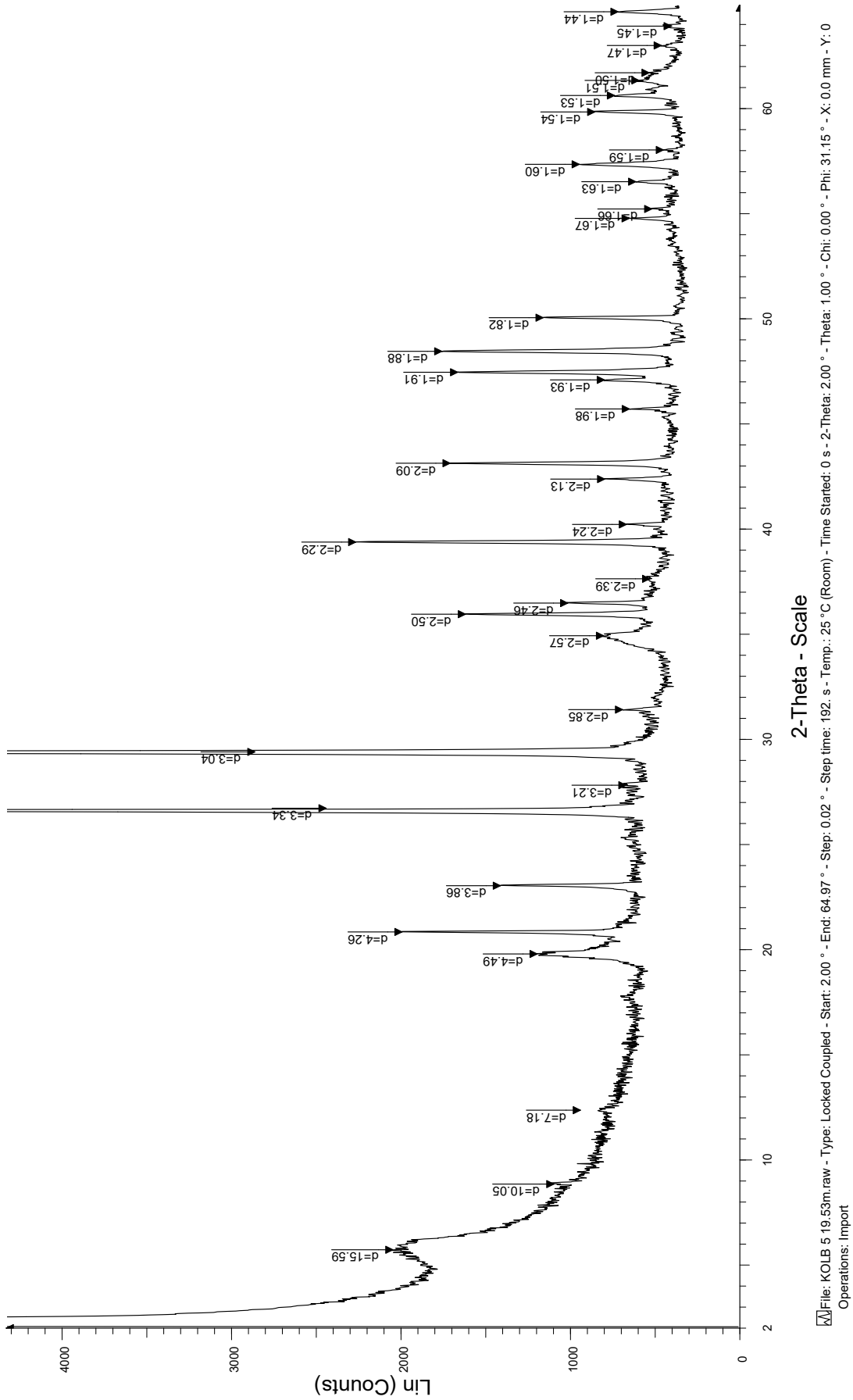

Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=14.12
d=10.08
d=7.13
d=6.40
d=5.01
d=4.73
d=4.48
d=4.27
d=4.04
d=3.87
d=3.78
d=3.68
d=3.54
d=3.34
d=3.20
d=3.10
d=3.04
d=2.87
d=2.80
d=2.71
d=2.60
d=2.57
d=2.46
d=2.39
d=2.29
d=2.24
d=2.19
d=2.13
d=1.98
d=1.93
d=1.89
d=1.82
d=1.80
d=1.79
d=1.67
d=1.66
d=1.54
d=1.50
d=1.45
File: BET 3 10-15-poudres.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.00 ° - End: 64.95 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 31.15 ° - X: 0.0 mm
Operations: Import

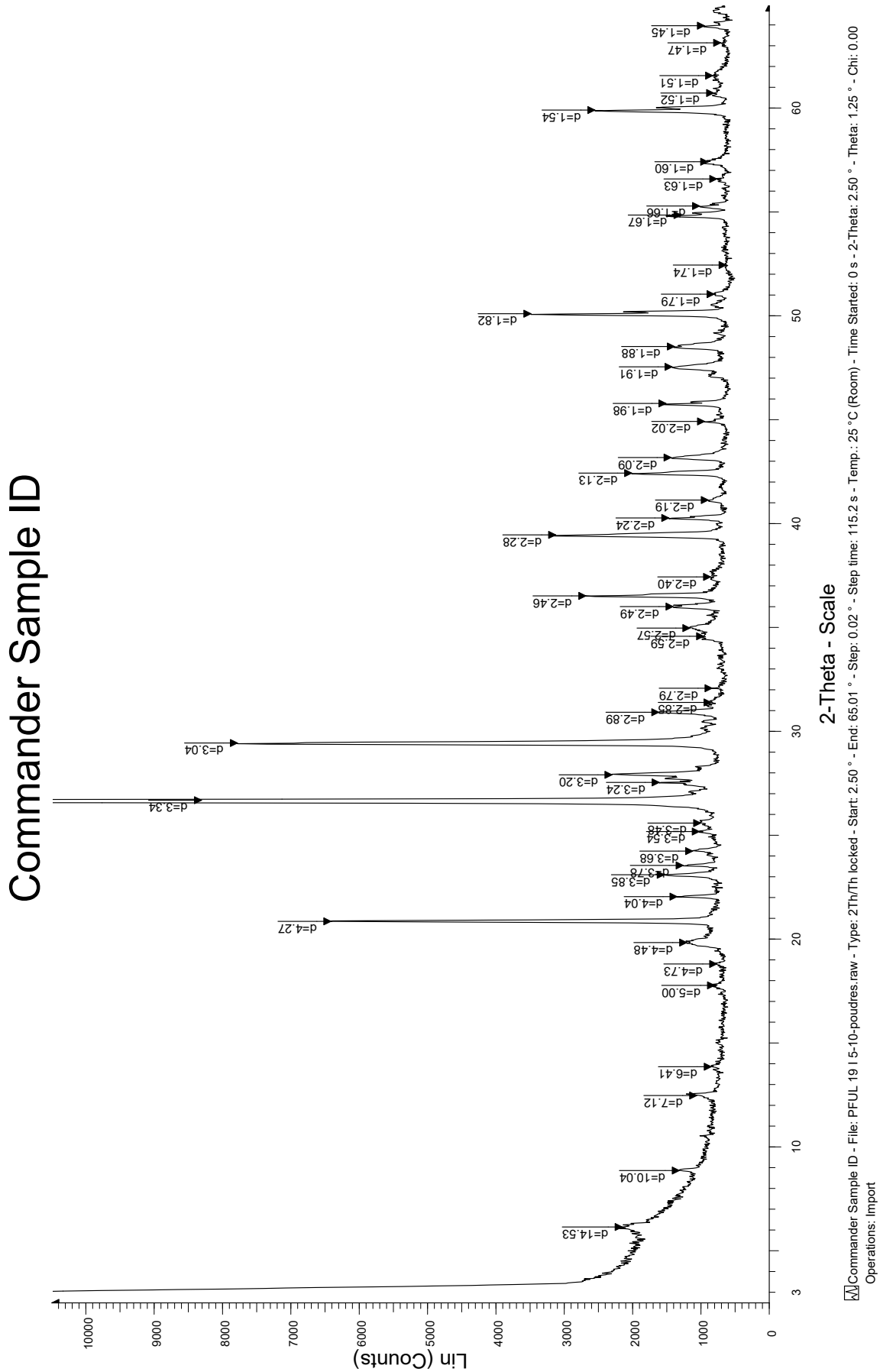

Lin (Counts)
2-Theta - Scale
File: BET 61 300-305-poudres.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.00 ° - End: 64.97 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 31.15 ° - X: 0.0
Operations: Import
d=14.64
d=10.08
d=6.43
d=5.00
d=4.48
d=4.27
d=4.04
d=3.86
d=3.78
d=3.67
d=3.48
d=3.34
d=3.25
d=3.20
d=2.90
d=2.86
d=2.67
d=2.59
d=2.46
d=2.39
d=2.29
d=2.24
d=2.16
d=2.13
d=1.98
d=1.89
d=1.82
d=1.80
d=1.79
d=1.67
d=1.66
d=1.61
d=1.54
d=1.50
d=1.45

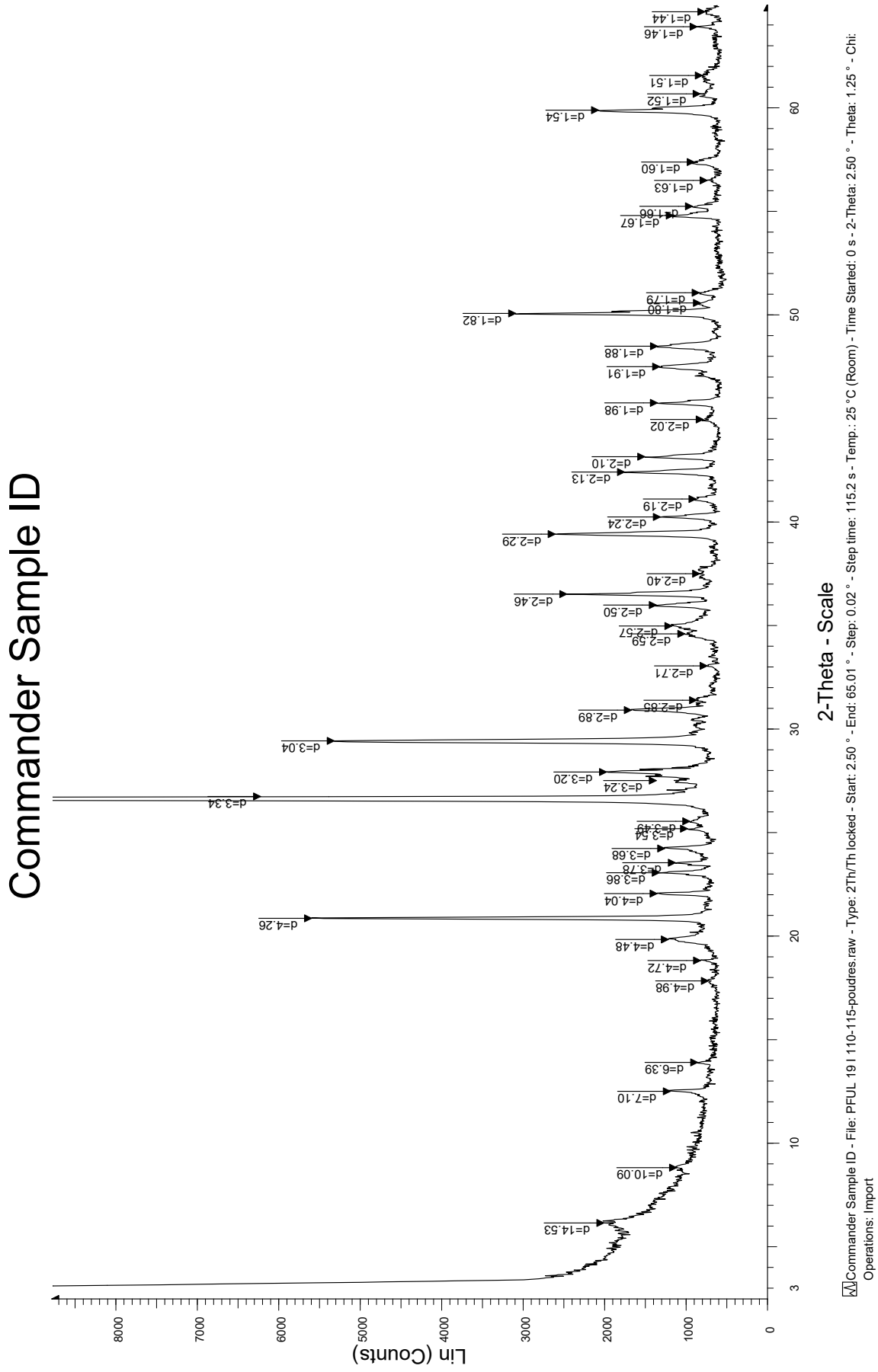

Commander Sample ID
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=14.72
d=10.09
d=7.18
d=6.41
d=5.90
d=4.98
d=4.48
d=4.26
d=4.04
d=3.87
d=3.78
d=3.68
d=3.49
d=3.34
d=3.24
d=3.20
d=2.99
d=2.94
d=2.86
d=2.78
d=2.57
d=2.46
d=2.40
d=2.28
d=2.24
d=2.19
d=2.13
d=1.98
d=1.82
d=1.80
d=1.79
d=1.67
d=1.63
d=1.54
d=1.50
d=1.45
Commander Sample ID - File: ENSI 19 H-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi: 0.00 ° - P
Operations: Import

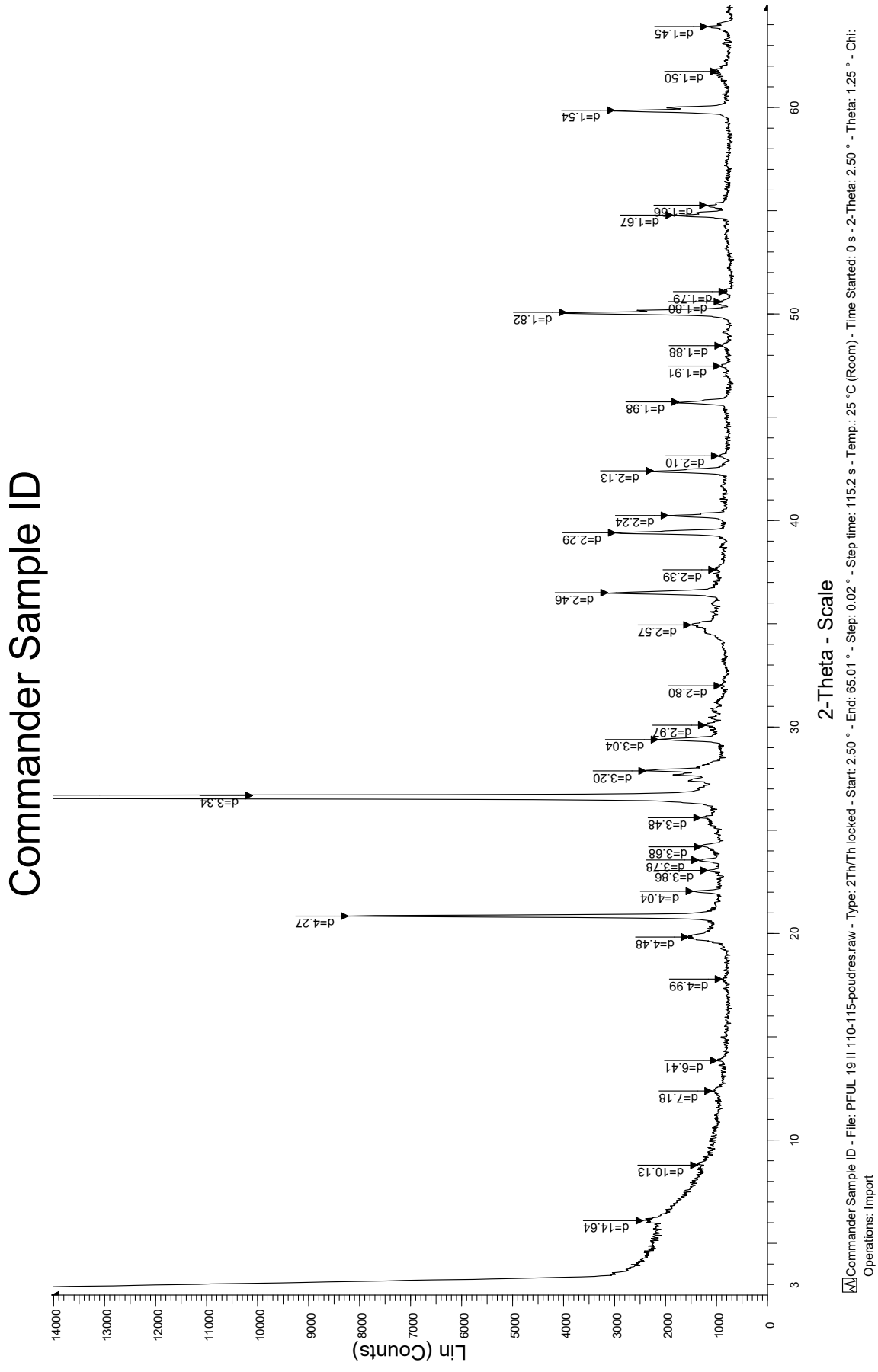

Commander Sample ID
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=14.75
d=10.14
d=7.16
d=6.44
d=4.49
d=4.27
d=4.04
d=3.88
d=3.79
d=3.69
d=3.49
d=3.34
d=3.20
d=3.04
d=2.94
d=2.90
d=2.79
d=2.57
d=2.46
d=2.40
d=2.29
d=2.24
d=2.20
d=2.13
d=1.98
d=1.91
d=1.82
d=1.80
d=1.67
d=1.66
d=1.54
d=1.50
d=1.46
Commander Sample ID - File: ENSI 19 W-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi: 0.00 ° -
Operations: Import

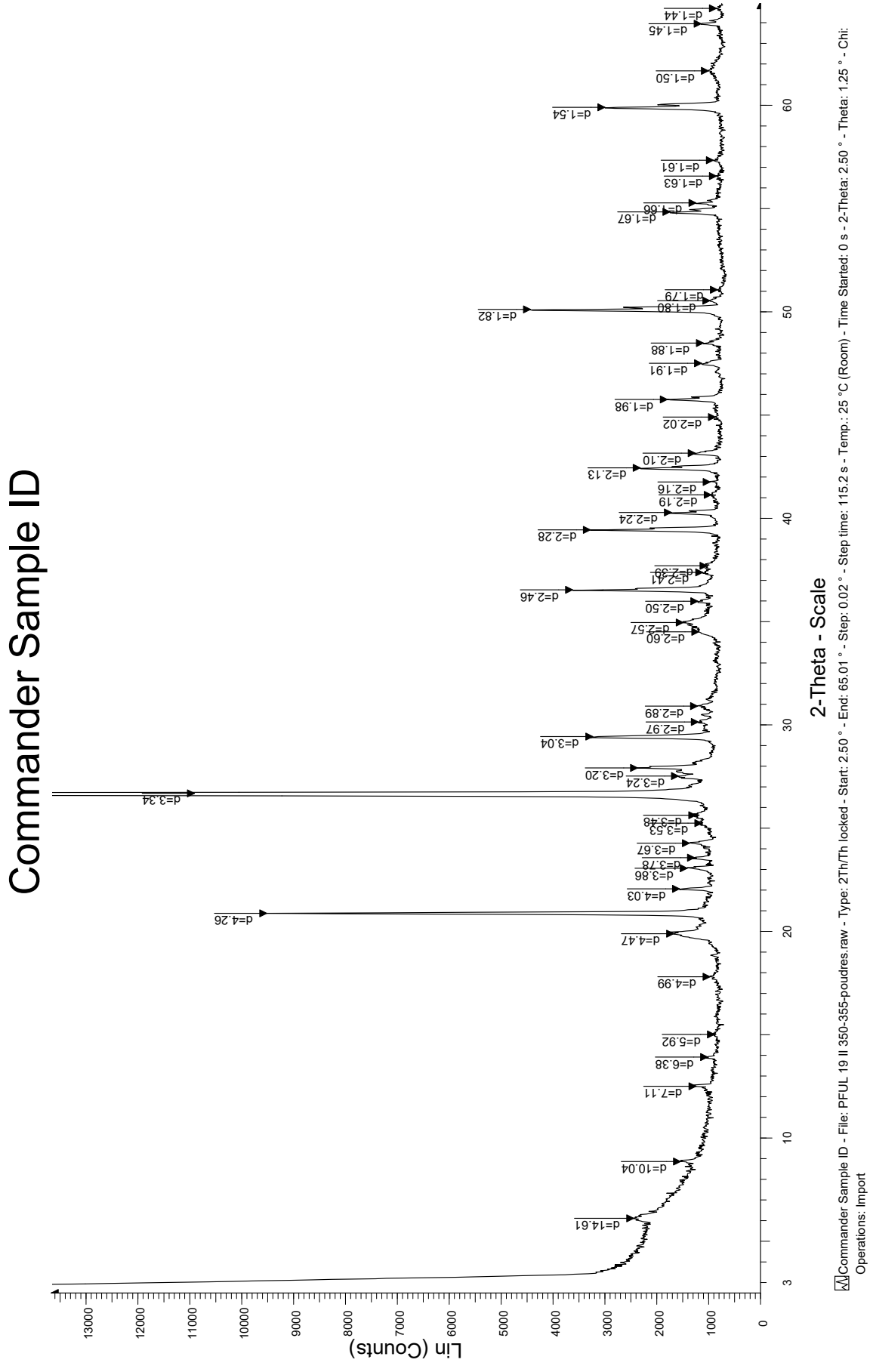

Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=14.88
d=7.21
d=4.98
d=4.49
d=4.26
d=4.04
d=3.78
d=3.67
d=3.34
d=3.25
d=3.20
d=2.59
d=2.57
d=2.46
d=2.28
d=2.24
d=2.13
d=1.98
d=1.82
d=1.80
d=1.67
d=1.66
d=1.54
d=1.50
d=1.45
File: ENSI PSNcoupe 4 130-poudres.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.00 ° - End: 64.97 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 31.15 ° -
Operations: Import

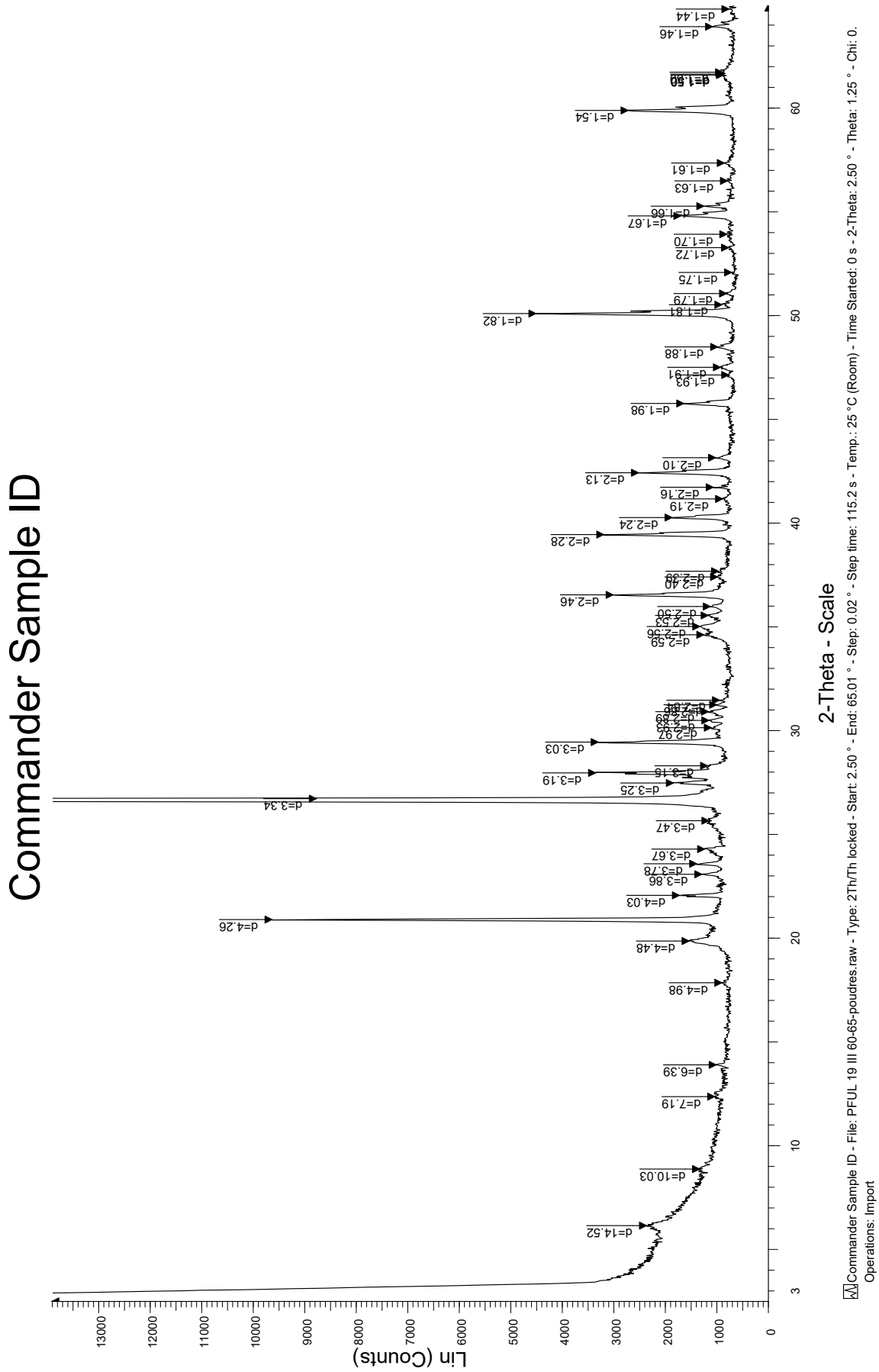

Lin (Counts)
0
1000
2000
3000
4000
2
10
20
30
40
50
60
2-Theta - Scale
d=15.59
d=10.05
d=7.18
d=4.49
d=4.26
d=3.86
d=3.34
d=3.21
d=3.04
d=2.85
d=2.57
d=2.50
d=2.46
d=2.39
d=2.29
d=2.24
d=2.13
d=2.09
d=1.98
d=1.93
d=1.91
d=1.88
d=1.82
d=1.67
d=1.66
d=1.63
d=1.60
d=1.59
d=1.54
d=1.53
d=1.51
d=1.50
d=1.47
d=1.45
d=1.44
File: KOLB 5 19.53m.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.00 ° - End: 64.97 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 31.15 ° - X: 0.0 mm - Y: 0
Operations: Import

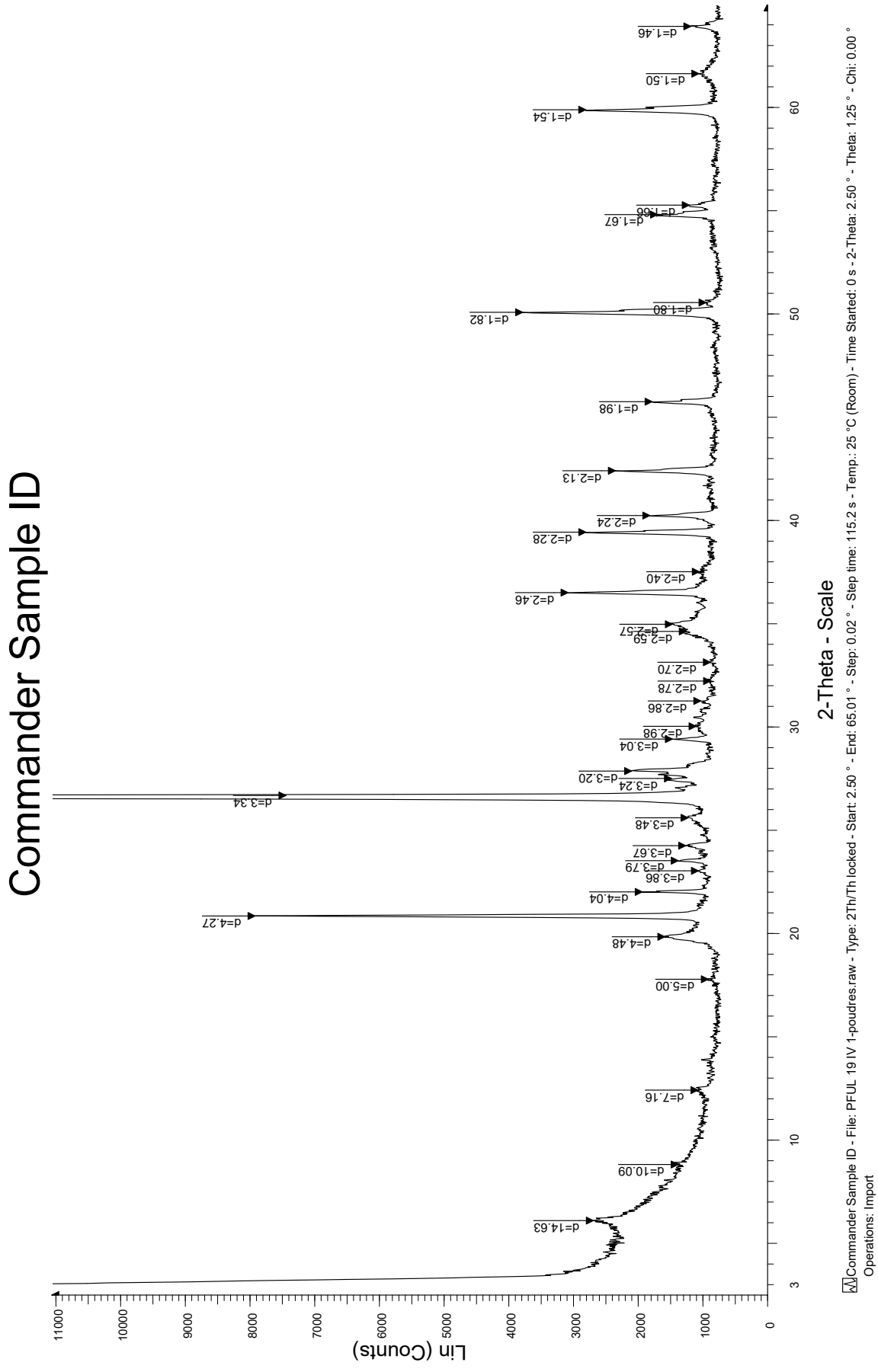

Commander Sample ID
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
Commander Sample ID - File: PFUL 19 I 5-10-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi: 0.00
Operations: Import

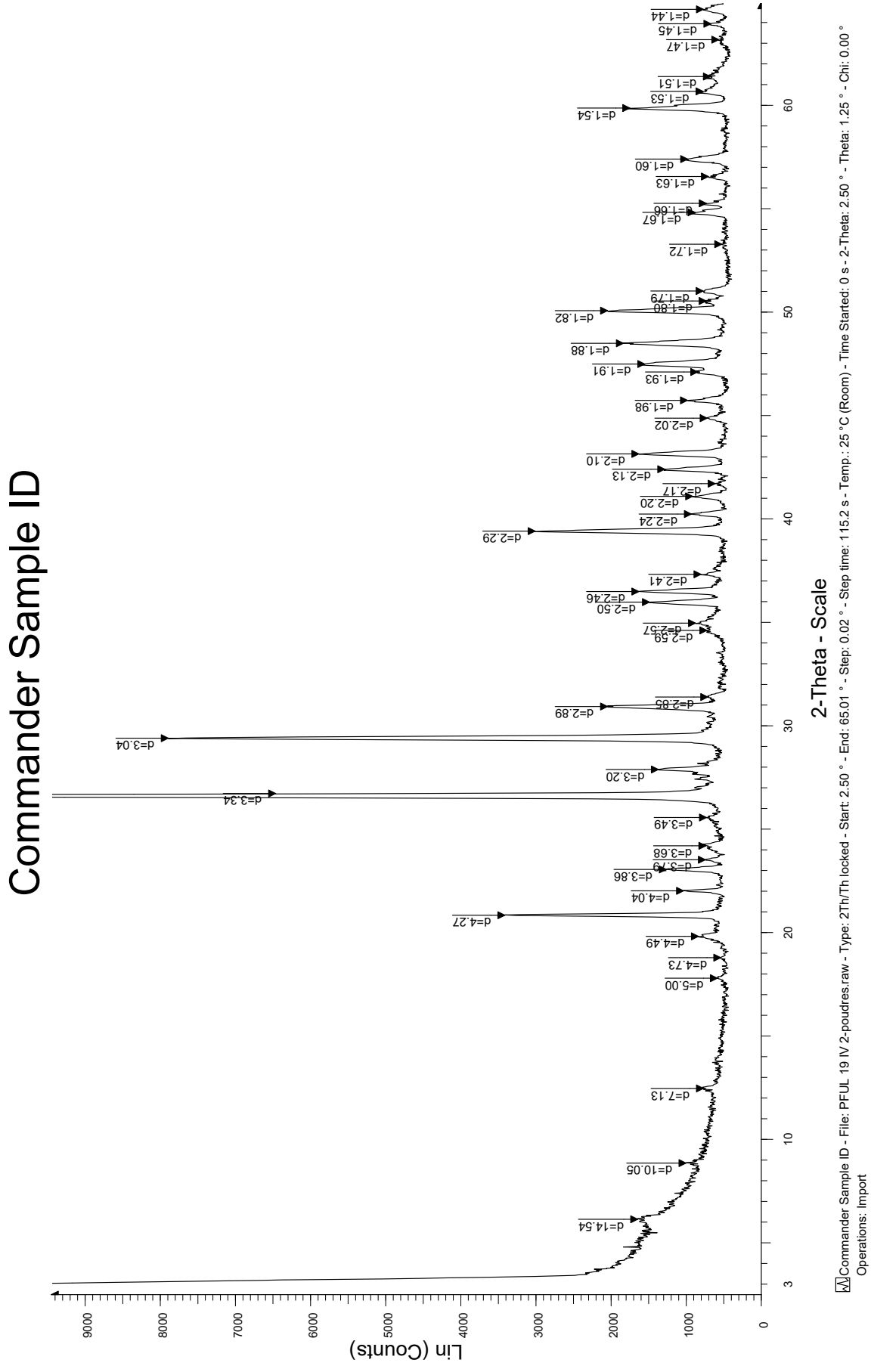

Commander Sample ID
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
Commander Sample ID - File: PFUL 19 I 110-115-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi:
Operations: Import
d=14.53
d=10.09
d=7.10
d=6.39
d=4.98
d=4.72
d=4.48
d=4.26
d=4.04
d=3.86
d=3.78
d=3.68
d=3.54
d=3.49
d=3.34
d=3.24
d=3.20
d=3.04
d=2.89
d=2.85
d=2.71
d=2.59
d=2.57
d=2.50
d=2.46
d=2.40
d=2.29
d=2.24
d=2.19
d=2.13
d=2.10
d=2.02
d=1.98
d=1.91
d=1.88
d=1.82
d=1.80
d=1.79
d=1.67
d=1.66
d=1.63
d=1.60
d=1.54
d=1.52
d=1.51
d=1.46
d=1.44

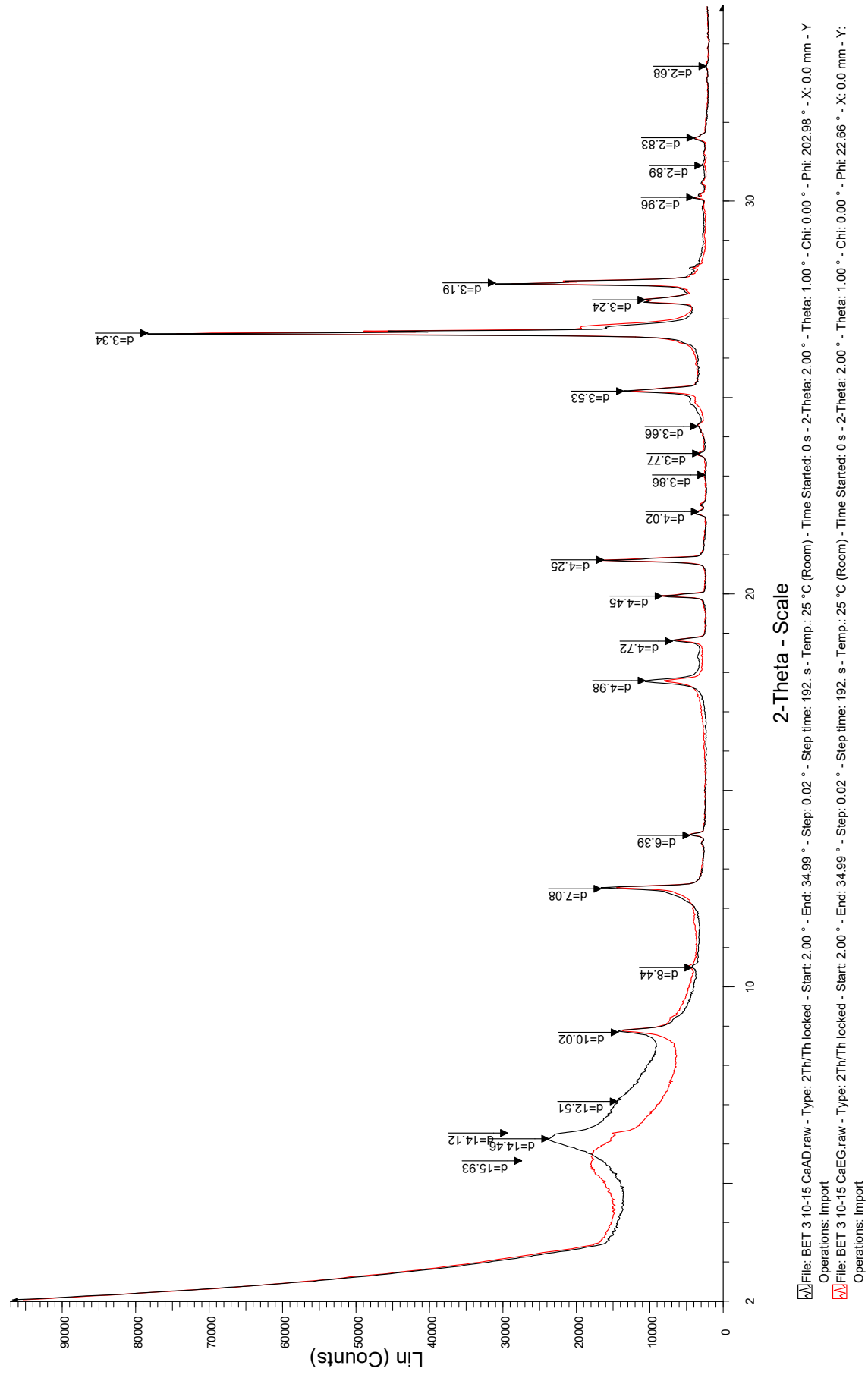

Commander Sample ID
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=14.64
d=10.13
d=7.18
d=6.41
d=4.99
d=4.48
d=4.27
d=4.04
d=3.86
d=3.78
d=3.68
d=3.48
d=3.34
d=3.20
d=3.04
d=2.97
d=2.80
d=2.57
d=2.46
d=2.39
d=2.29
d=2.24
d=2.13
d=2.10
d=1.98
d=1.91
d=1.88
d=1.82
d=1.80
d=1.79
d=1.67
d=1.66
d=1.54
d=1.50
d=1.45
Commander Sample ID - File: PFUL 19 II 110-115-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi:
Operations: Import

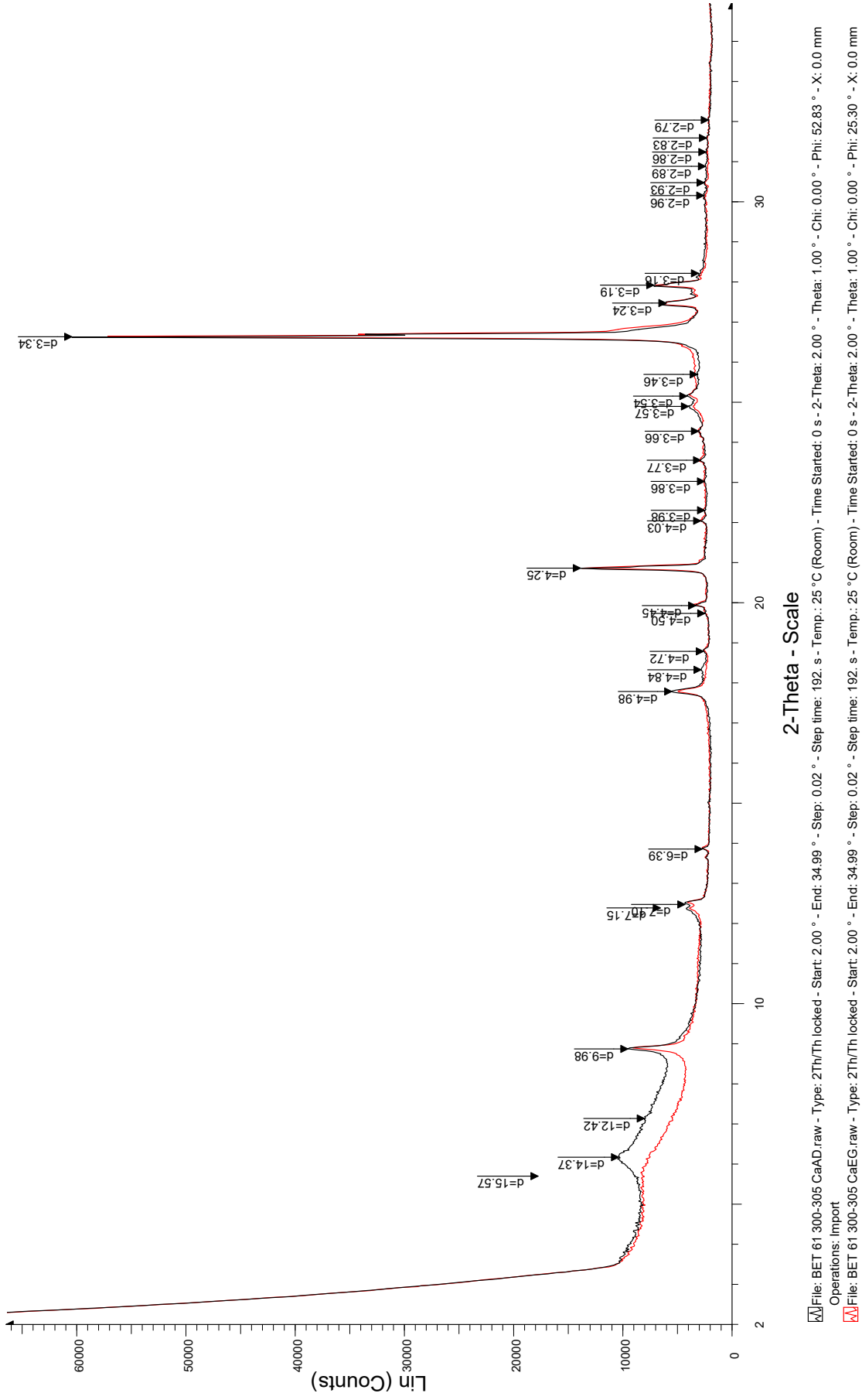

Commander Sample ID
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=14.61
d=10.04
d=7.11
d=6.38
d=5.92
d=4.99
d=4.47
d=4.26
d=4.03
d=3.86
d=3.78
d=3.67
d=3.53
d=3.48
d=3.34
d=3.24
d=3.20
d=3.04
d=2.97
d=2.89
d=2.60
d=2.57
d=2.50
d=2.46
d=2.41
d=2.39
d=2.28
d=2.24
d=2.19
d=2.16
d=2.13
d=2.10
d=2.02
d=1.98
d=1.91
d=1.88
d=1.82
d=1.80
d=1.79
d=1.67
d=1.66
d=1.63
d=1.61
d=1.54
d=1.50
d=1.45
d=1.44
Commander Sample ID - File: PFUL 19 II 350-355-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi:
Operations: Import

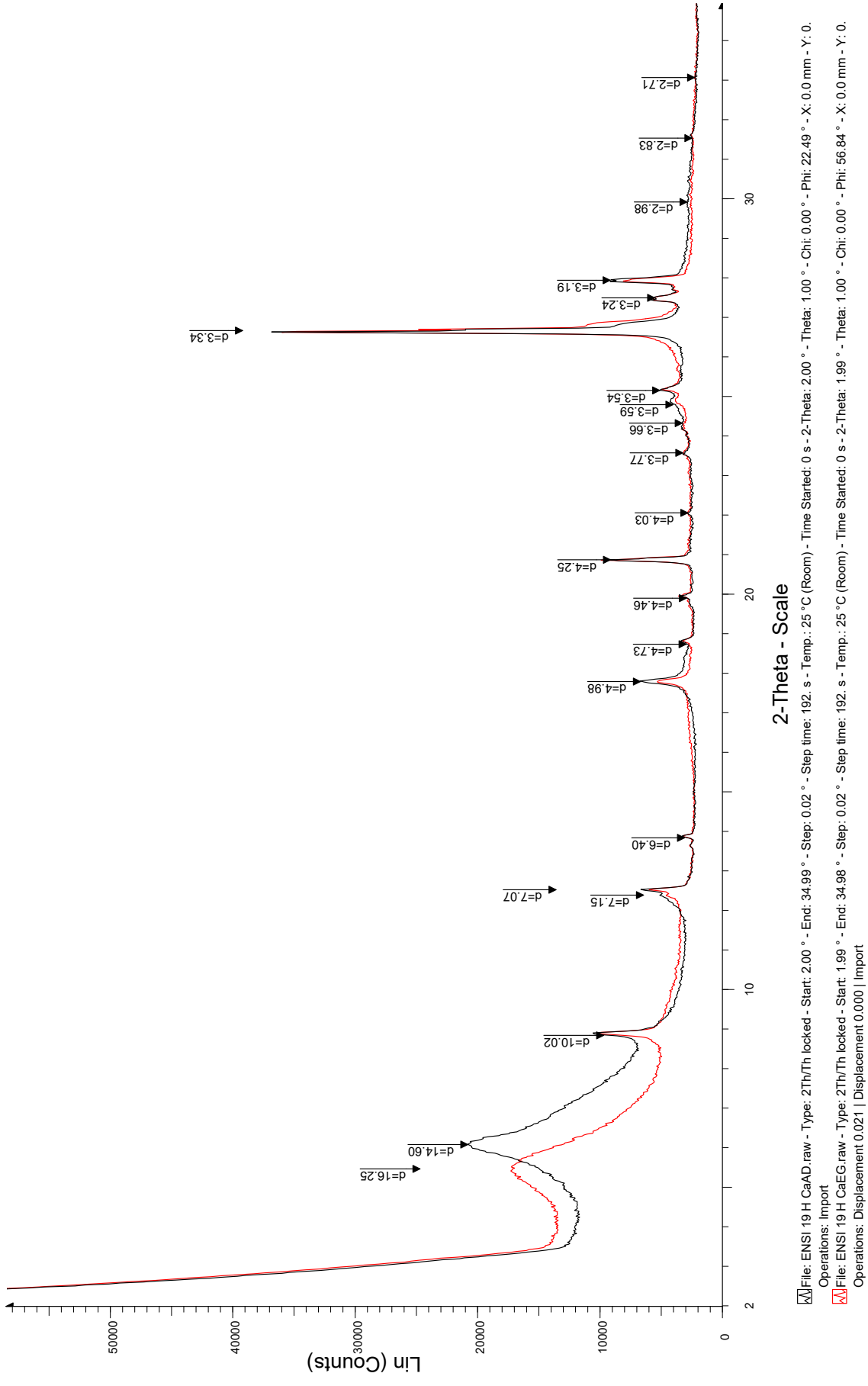

Commander Sample ID
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=14.52
d=10.03
d=7.19
d=6.39
d=4.98
d=4.48
d=4.26
d=4.03
d=3.86
d=3.78
d=3.67
d=3.47
d=3.34
d=3.25
d=3.19
d=3.03
d=2.97
d=2.59
d=2.46
d=2.28
d=2.24
d=2.19
d=2.16
d=2.13
d=2.10
d=1.98
d=1.93
d=1.88
d=1.82
d=1.75
d=1.72
d=1.70
d=1.67
d=1.63
d=1.61
d=1.54
d=1.46
d=1.44
Commander Sample ID - File: PFUL 19 III 60-65-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi: 0.
Operations: Import

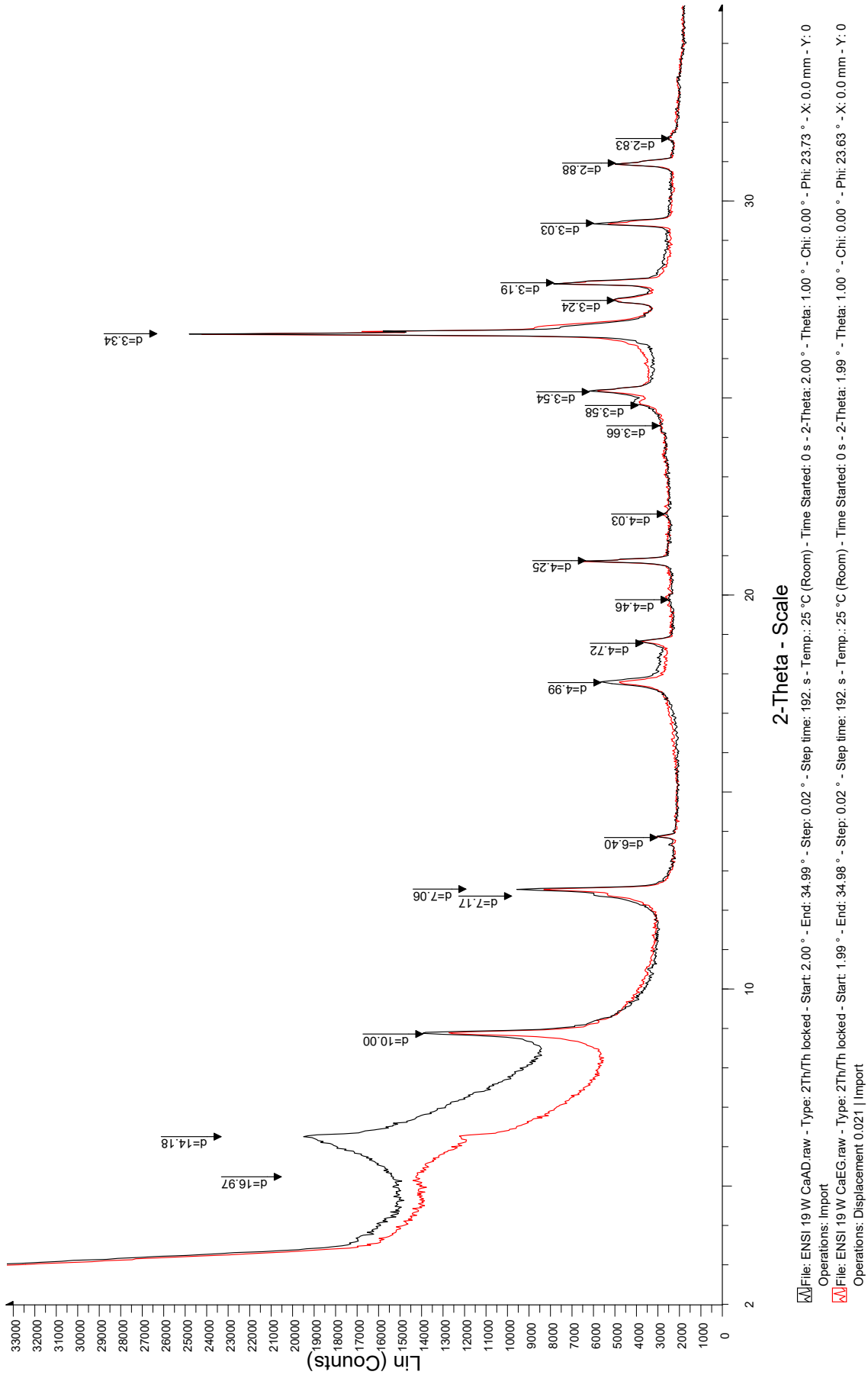

Commander Sample ID
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=14.63
d=10.09
d=7.16
d=5.00
d=4.48
d=4.27
d=4.04
d=3.86
d=3.79
d=3.67
d=3.48
d=3.34
d=3.24
d=3.20
d=3.04
d=2.98
d=2.86
d=2.78
d=2.70
d=2.59
d=2.57
d=2.46
d=2.40
d=2.28
d=2.24
d=2.13
d=1.98
d=1.82
d=1.80
d=1.67
d=1.66
d=1.54
d=1.50
d=1.46
Commander Sample ID - File: PFUL 19 IV 1-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi: 0.00 °
Operations: Import

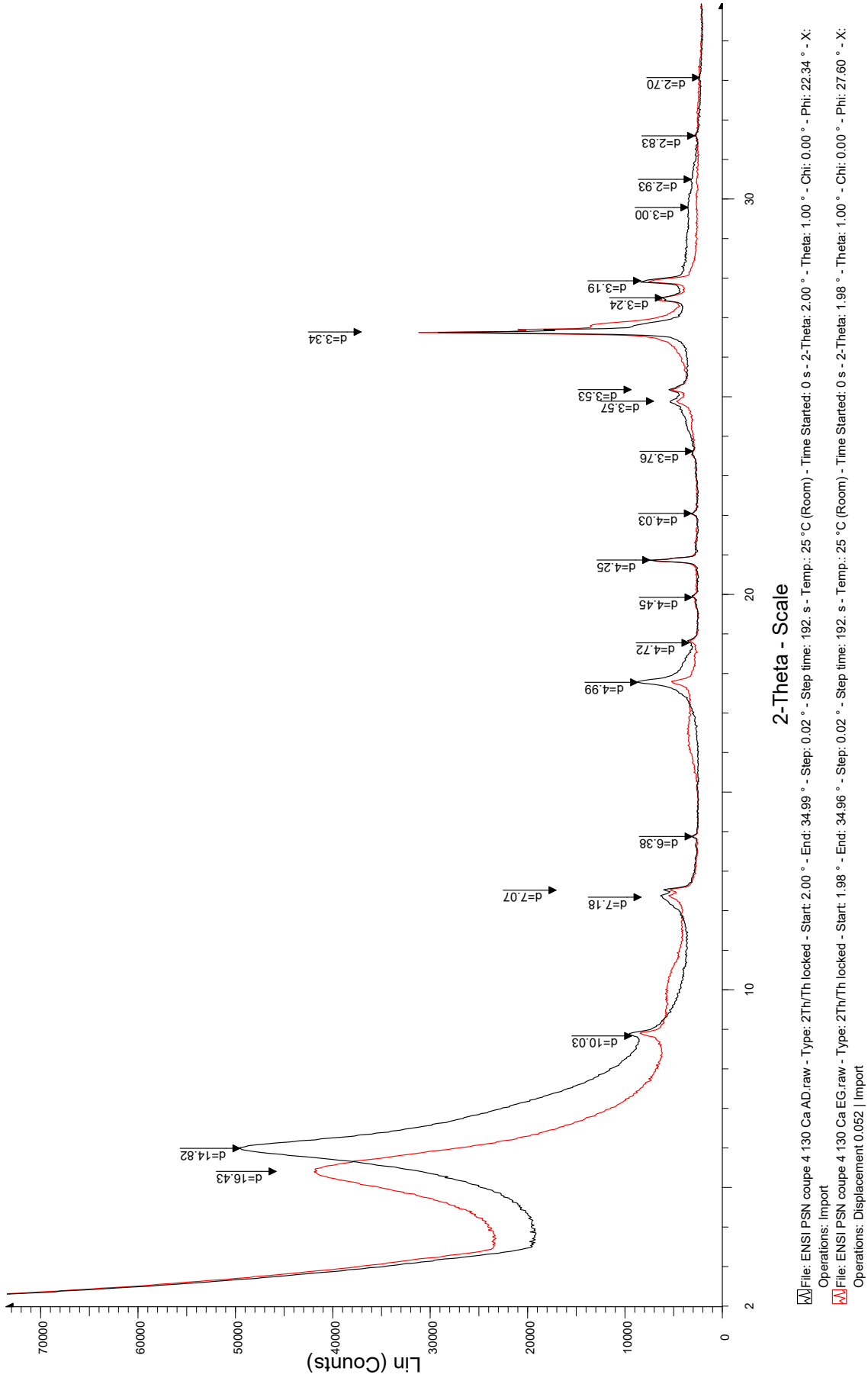

Commander Sample ID
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
Commander Sample ID - File: PFUL 19 IV 2-poudres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.50 ° - End: 65.01 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 115.2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.50 ° - Theta: 1.25 ° - Chi: 0.00 °
Operations: Import
d=14.54
d=10.05
d=7.13
d=5.00
d=4.73
d=4.49
d=4.27
d=4.04
d=3.86
d=3.79
d=3.68
d=3.49
d=3.34
d=3.20
d=3.04
d=2.89
d=2.85
d=2.59
d=2.57
d=2.50
d=2.46
d=2.41
d=2.29
d=2.24
d=2.20
d=2.17
d=2.13
d=2.10
d=2.02
d=1.98
d=1.93
d=1.91
d=1.88
d=1.82
d=1.80
d=1.79
d=1.72
d=1.67
d=1.66
d=1.63
d=1.60
d=1.54
d=1.53
d=1.51
d=1.47
d=1.45
d=1.44

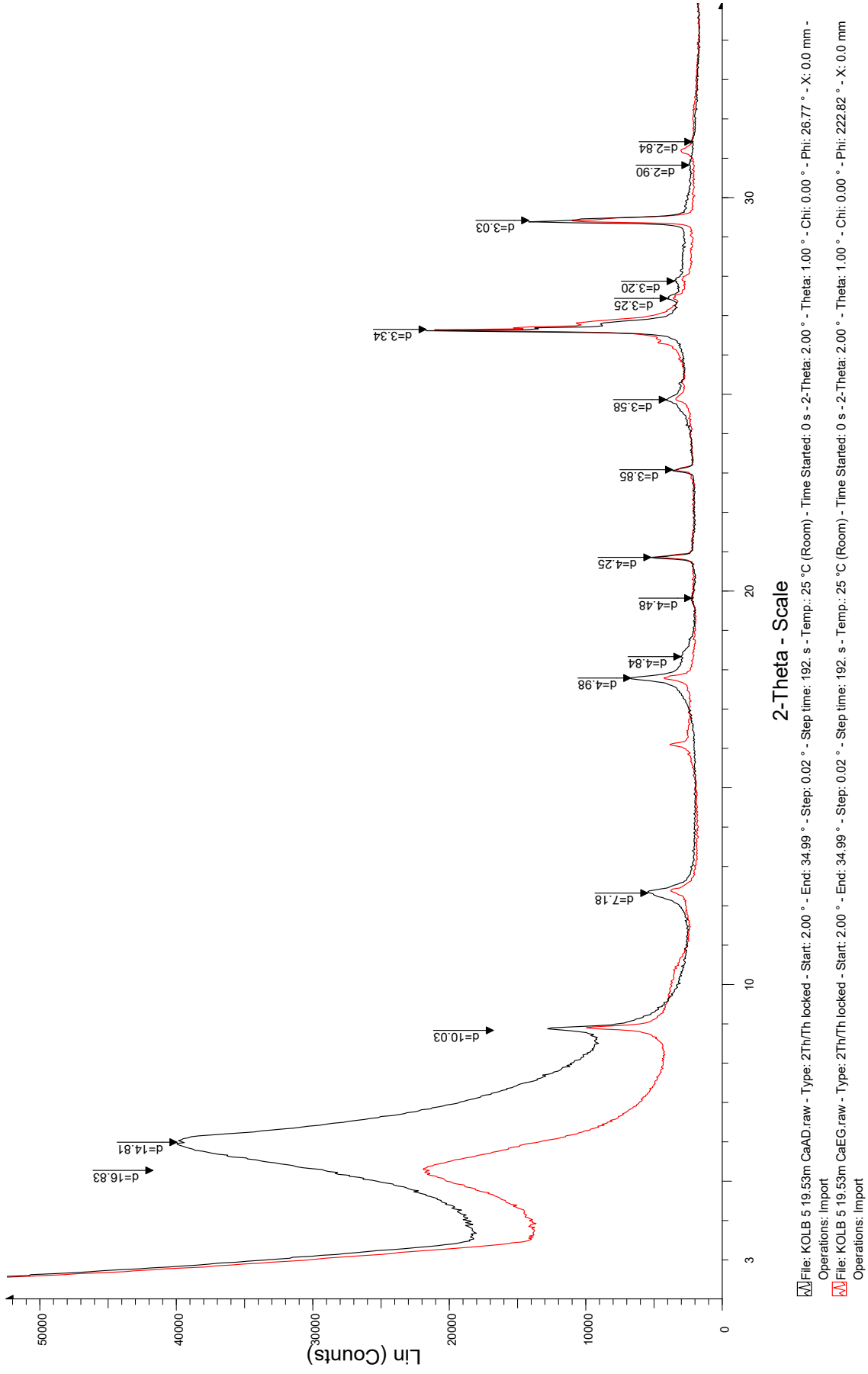

Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=15.93
d=14.46
d=14.12
d=12.51
d=10.02
d=8.44
d=7.08
d=6.39
d=4.98
d=4.72
d=4.45
d=4.25
d=4.02
d=3.86
d=3.77
d=3.66
d=3.53
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=2.96
d=2.89
d=2.83
d=2.68
File: BET 3 10-15 CaAD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 202.98 ° - X: 0.0 mm - Y
Operations: Import
File: BET 3 10-15 CaEG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 22.66 ° - X: 0.0 mm - Y:
Operations: Import

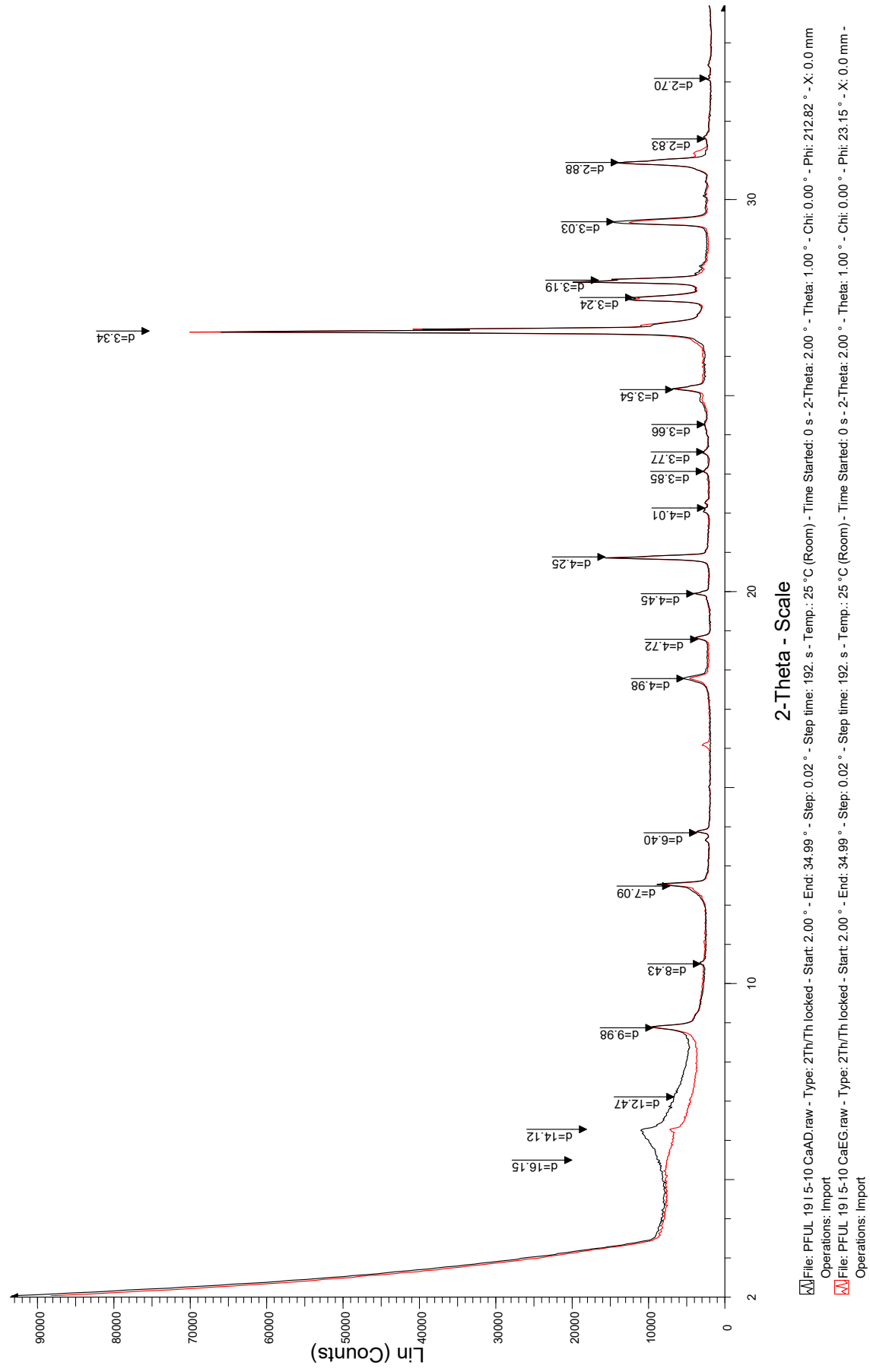

Lin (Counts)
60000
50000
40000
30000
20000
10000
0
2
10
20
30
2-Theta - Scale
d=15.57
d=14.37
d=12.42
d=9.98
d=7.15
d=6.39
d=4.98
d=4.84
d=4.72
d=4.50
d=4.45
d=4.25
d=4.03
d=3.98
d=3.86
d=3.77
d=3.66
d=3.57
d=3.54
d=3.46
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=3.16
d=2.96
d=2.93
d=2.89
d=2.86
d=2.83
d=2.79
File: BET 61 300-305 CaAD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 52.83 ° - X: 0.0 mm
Operations: Import
File: BET 61 300-305 CaEG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 25.30 ° - X: 0.0 mm
Operations: Import

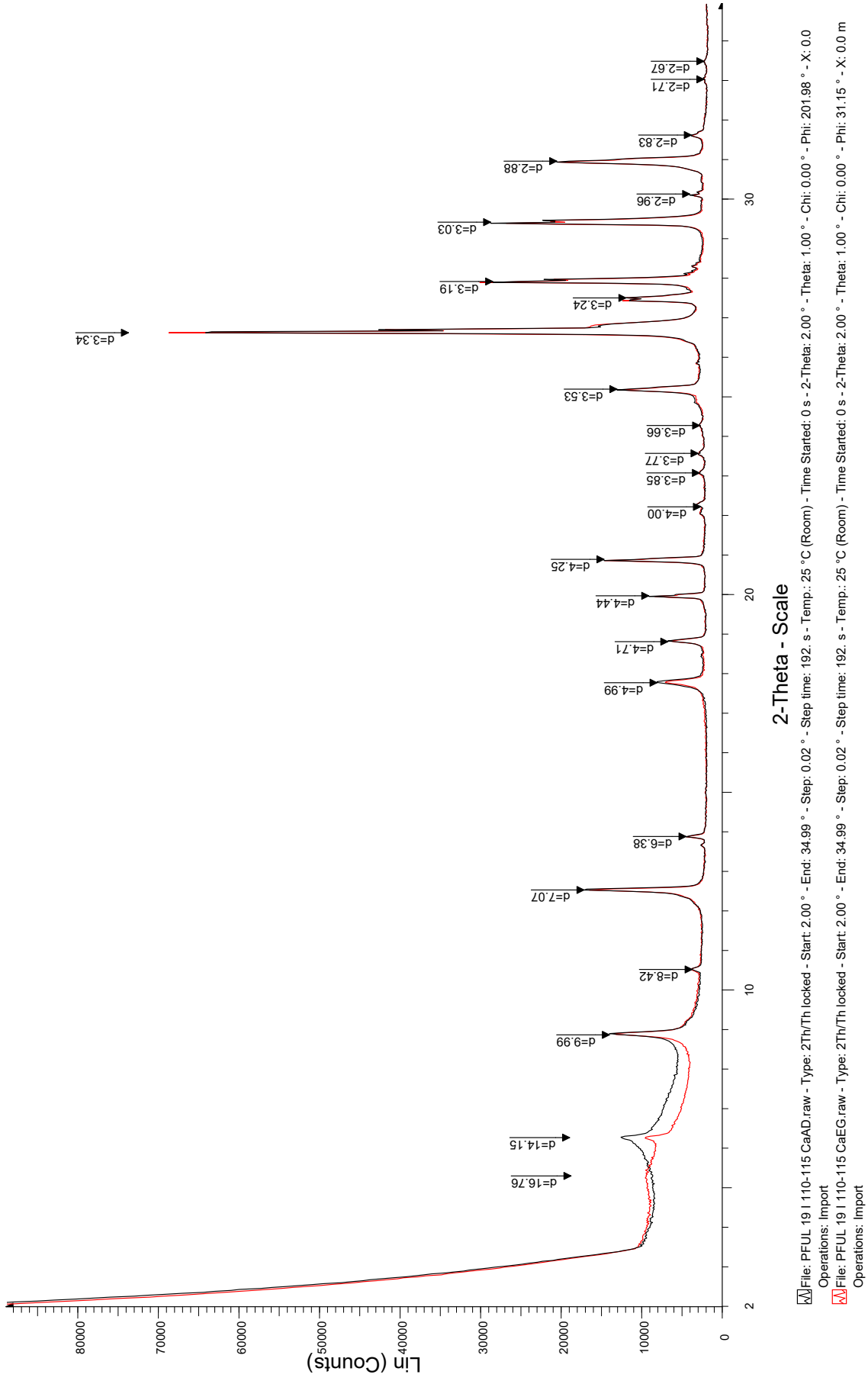

Lin (Counts)
50000
40000
30000
20000
10000
0
2
10
20
30
2-Theta - Scale
d=16.25
d=14.60
d=10.02
d=7.15
d=7.07
d=6.40
d=4.98
d=4.73
d=4.46
d=4.25
d=4.03
d=3.77
d=3.66
d=3.59
d=3.54
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=2.98
d=2.83
d=2.71
File: ENSI 19 H CaAD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 22.49 ° - X: 0.0 mm - Y: 0.
Operations: Import
File: ENSI 19 H CaEG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 1.99 ° - End: 34.98 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 1.99 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 56.84 ° - X: 0.0 mm - Y: 0.
Operations: Displacement 0.021 | Displacement 0.000 | Import

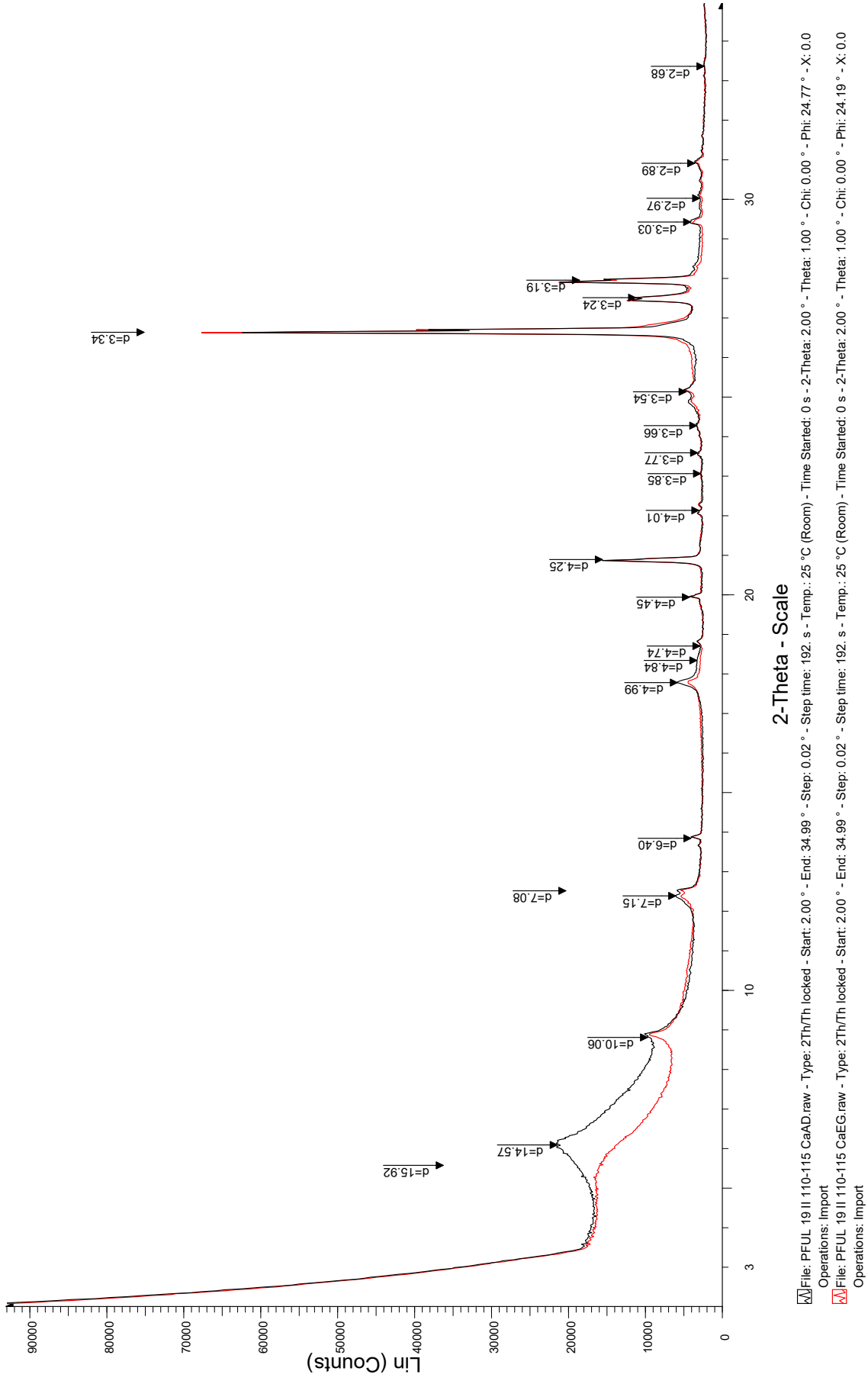

Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=16.97
d=14.18
d=10.00
d=7.17
d=7.06
d=6.40
d=4.99
d=4.72
d=4.46
d=4.25
d=4.03
d=3.66
d=3.58
d=3.54
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=3.03
d=2.88
d=2.83
File: ENSI 19 W CaAD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 23.73 ° - X: 0.0 mm - Y: 0
Operations: Import
File: ENSI 19 W CaEG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 1.99 ° - End: 34.98 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 1.99 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 23.63 ° - X: 0.0 mm - Y: 0
Operations: Displacement 0.021 | Import

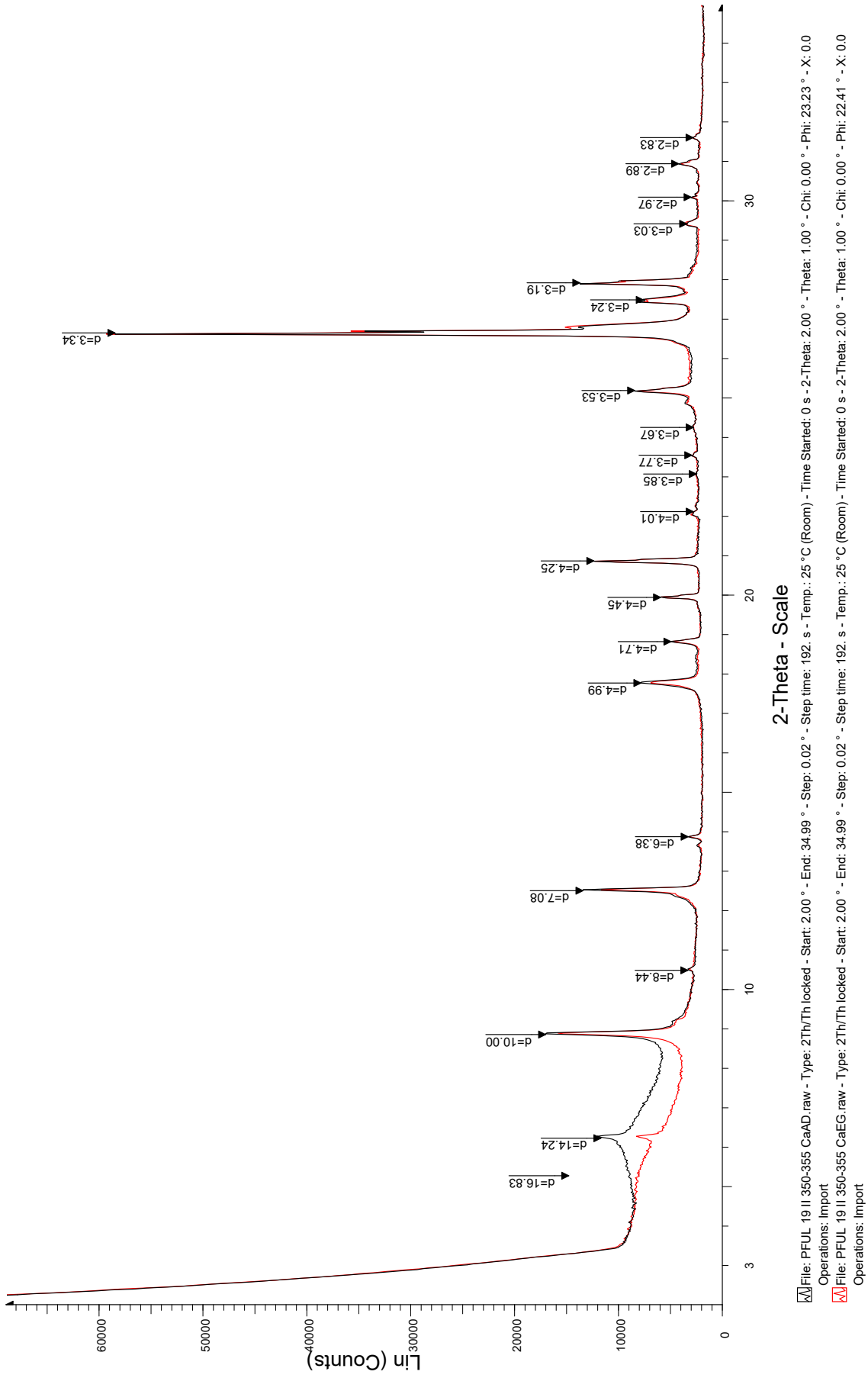

Lin (Counts)
70000
60000
50000
40000
30000
20000
10000
0
2
10
20
30
2-Theta - Scale
d=16.43
d=14.82
d=10.03
d=7.18
d=7.07
d=6.38
d=4.99
d=4.72
d=4.45
d=4.25
d=4.03
d=3.76
d=3.57
d=3.53
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=3.00
d=2.93
d=2.83
d=2.70
File: ENSI PSN coupe 4 130 Ca AD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 22.34 ° - X:
Operations: Import
File: ENSI PSN coupe 4 130 Ca EG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 1.98 ° - End: 34.96 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 1.98 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 27.60 ° - X:
Operations: Displacement 0.052 | Import

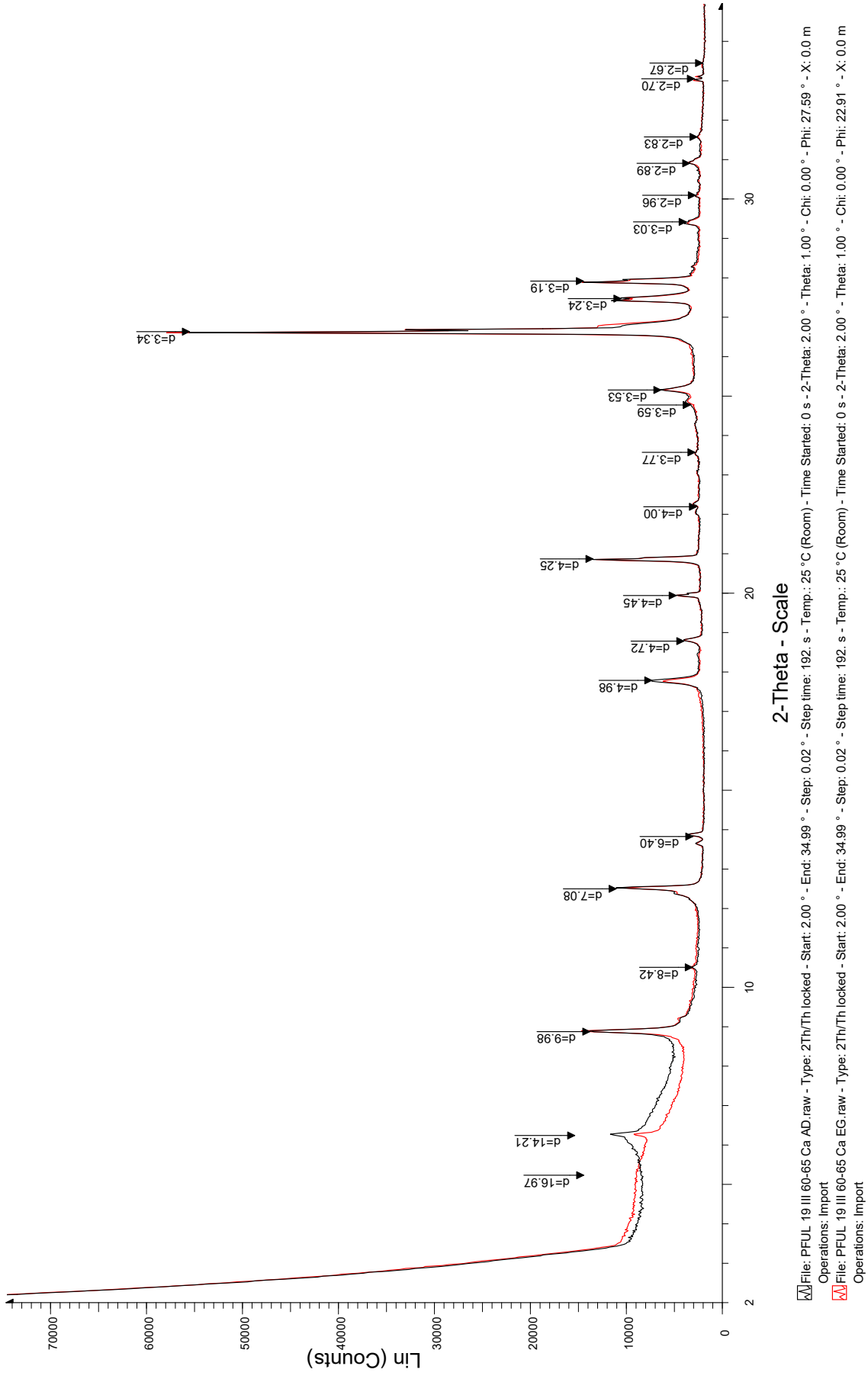

Lin (Counts)
50000
40000
30000
20000
10000
0
3
10
20
30
2-Theta - Scale
d=16.83
d=14.81
d=10.03
d=7.18
d=4.98
d=4.84
d=4.48
d=4.25
d=3.85
d=3.58
d=3.34
d=3.25
d=3.20
d=3.03
d=2.90
d=2.84
File: KOLB 5 19.53m CaAD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 26.77 ° - X: 0.0 mm - Operations: Import
File: KOLB 5 19.53m CaEG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 222.82 ° - X: 0.0 mm - Operations: Import

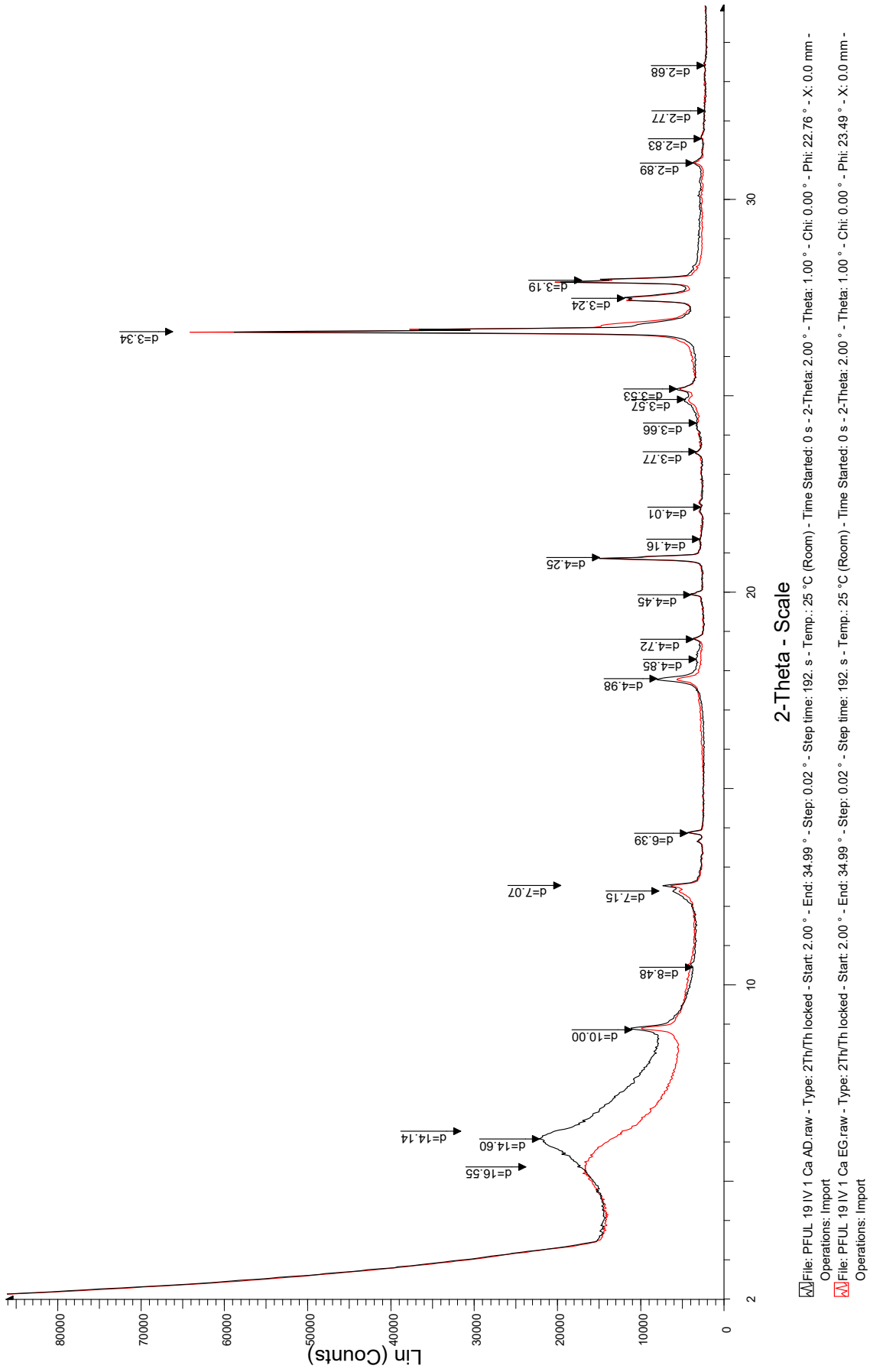

Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=16.15
d=14.12
d=12.47
d=9.98
d=8.43
d=7.09
d=6.40
d=4.98
d=4.72
d=4.45
d=4.25
d=4.01
d=3.85
d=3.77
d=3.66
d=3.54
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=3.03
d=2.88
d=2.83
d=2.70
File: PFUL 19 I 5-10 CaAD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 212.82 ° - X: 0.0 mm
Operations: Import
File: PFUL 19 I 5-10 CaEG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 23.15 ° - X: 0.0 mm -
Operations: Import

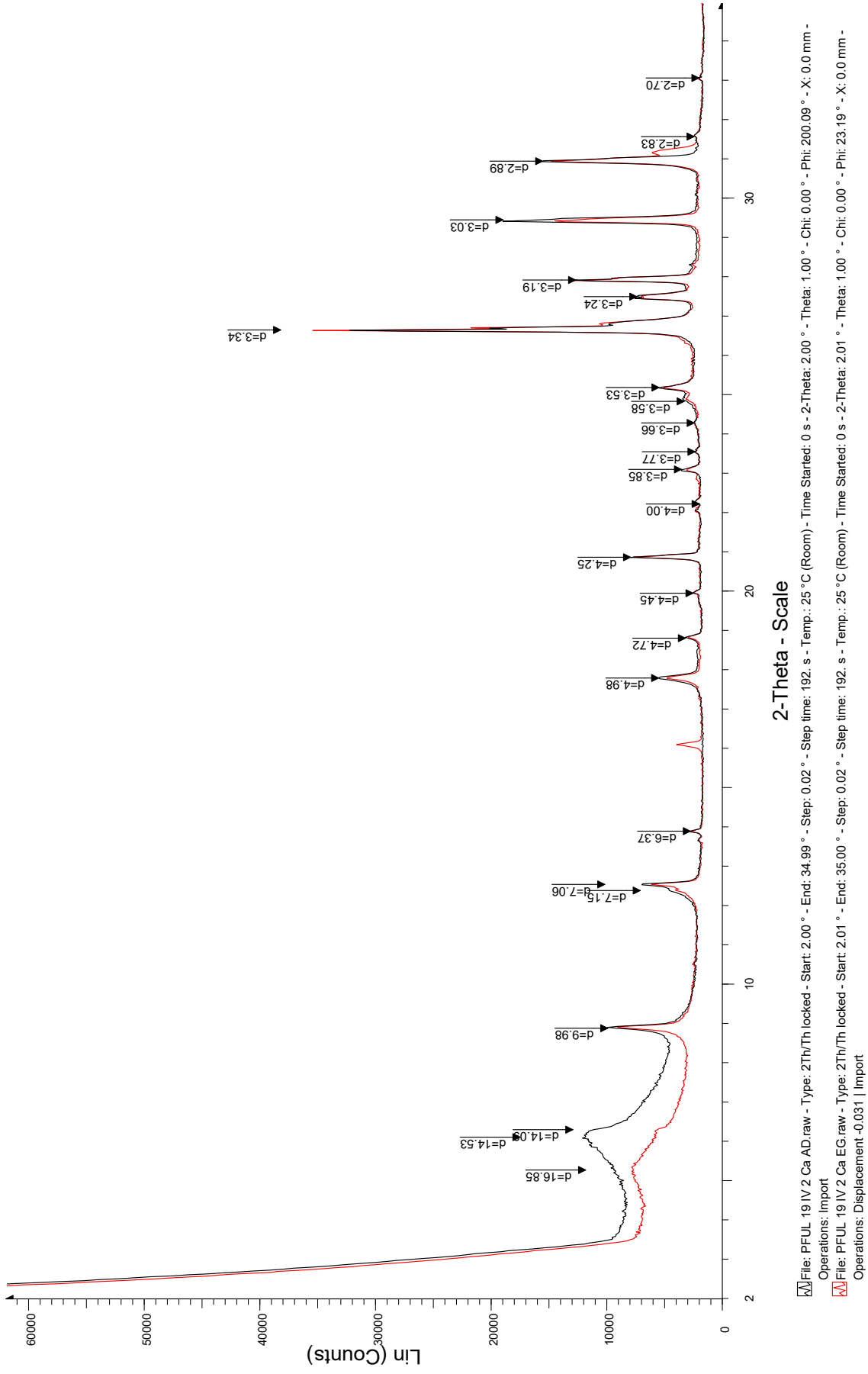

Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=16.76
d=14.15
d=9.99
d=8.42
d=7.07
d=6.38
d=4.99
d=4.71
d=4.44
d=4.25
d=4.00
d=3.85
d=3.77
d=3.66
d=3.53
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=3.03
d=2.96
d=2.88
d=2.83
d=2.71
d=2.67
File: PFUL 19 I 110-115 CaAD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 201.98 ° - X: 0.0
Operations: Import
File: PFUL 19 I 110-115 CaEG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 31.15 ° - X: 0.0 m
Operations: Import


Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=15.92
d=14.57
d=10.06
d=7.15
d=7.08
d=6.40
d=4.99
d=4.84
d=4.74
d=4.45
d=4.25
d=4.01
d=3.85
d=3.77
d=3.66
d=3.54
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=3.03
d=2.97
d=2.89
d=2.68
File: PFUL 19 II 110-115 CaAD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 24.77 ° - X: 0.0
Operations: Import
File: PFUL 19 II 110-115 CaEG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 24.19 ° - X: 0.0
Operations: Import


Lin (Counts)
60000
50000
40000
30000
20000
10000
0
3
10
20
30
2-Theta - Scale
d=16.83
d=14.24
d=10.00
d=8.44
d=7.08
d=6.38
d=4.99
d=4.71
d=4.45
d=4.25
d=4.01
d=3.85
d=3.77
d=3.67
d=3.53
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=3.03
d=2.97
d=2.89
d=2.83
File: PFUL 19 II 350-355 CaAD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 23.23 ° - X: 0.0
Operations: Import
File: PFUL 19 II 350-355 CaEG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 22.41 ° - X: 0.0
Operations: Import


Lin (Counts)
70000
60000
50000
40000
30000
20000
10000
0
2
10
20
30
2-Theta - Scale
d=16.97
d=14.21
d=9.98
d=8.42
d=7.08
d=6.40
d=4.98
d=4.72
d=4.45
d=4.25
d=4.00
d=3.77
d=3.59
d=3.53
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=3.03
d=2.96
d=2.89
d=2.83
d=2.70
d=2.67
File: PFUL 19 III 60-65 Ca AD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 27.59 ° - X: 0.0 m
Operations: Import
File: PFUL 19 III 60-65 Ca EG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 22.91 ° - X: 0.0 m
Operations: Import


Lin (Counts)
80000
70000
60000
50000
40000
30000
20000
10000
0
2
10
20
30
2-Theta - Scale
d=16.55
d=14.60
d=14.14
d=10.00
d=8.48
d=7.15
d=7.07
d=6.39
d=4.98
d=4.85
d=4.72
d=4.45
d=4.25
d=4.16
d=4.01
d=3.77
d=3.66
d=3.57
d=3.53
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=2.89
d=2.83
d=2.77
d=2.68
File: PFUL 19 IV 1 Ca AD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 22.76 ° - X: 0.0 mm - Operations: Import
File: PFUL 19 IV 1 Ca EG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 23.49 ° - X: 0.0 mm - Operations: Import


Lin (Counts)
60000
50000
40000
30000
20000
10000
0
2
10
20
30
2-Theta - Scale
d=16.85
d=14.09
d=14.53
d=9.98
d=7.15
d=7.06
d=6.37
d=4.98
d=4.72
d=4.45
d=4.25
d=4.00
d=3.85
d=3.77
d=3.66
d=3.58
d=3.53
d=3.34
d=3.24
d=3.19
d=3.03
d=2.89
d=2.83
d=2.70
File: PFUL 19 IV 2 Ca AD.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.00 ° - End: 34.99 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.00 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 200.09 ° - X: 0.0 mm - Operations: Import
File: PFUL 19 IV 2 Ca EG.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.01 ° - End: 35.00 ° - Step: 0.02 ° - Step time: 192. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 2.01 ° - Theta: 1.00 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 23.19 ° - X: 0.0 mm - Operations: Displacement -0.031 | Import

Annexe 14. Article *Archimède*

ARCHIMÈDE N°7
ARCHÉOLOGIE ET HISTOIRE ANCIENNE 2020

1 DOSSIER THÉMATIQUE : GESTES RITUELS. DE LA TRACE À L'INTERPRÉTATION

ACTUALITÉ DE LA RECHERCHE
GÉOSCIENCES ET ARCHÉOLOGIE : INTERACTIONS, COMPLÉMENTARITÉS ET PERSPECTIVES

114 **Bruno GAVAZZI**
Heureuses rencontres. Vers le développement d'approches intégrées en géosciences et archéologie

119 **Jean-Paul BRAVARD**
Dialogue interdisciplinaire : de l'unité stratigraphique aux interactions culture-environnement

129 **Ferréol SALOMON**
Les origines d'Ostie : quelles interactions avec la dynamique d'embouchure ? (Delta du Tibre, Italie)

141 **Quentin BORDERIE, Rowena Y. BANERJEA, Stéphane BONNET, Yannick DEVOS, Cristiano NICOSIA, Christophe PETIT, Ferréol SALOMON, Nathalie SCHNEIDER, Barbora WOUTERS, & Patrice WUSCHER**
Géoarchéologies des contextes urbains : mieux comprendre les modalités de l'artificialisation des géosystèmes

158 **Patrice WUSCHER, Christophe JORDA, Quentin BORDERIE, Nathalie SCHNEIDER & Laurent BRUXELLES**
De la formation géologique à la tranchée : trouver et comprendre les sites archéologiques menacés par les travaux d'aménagement du territoire

176 **Morgan MILLET & Michel GUÉLAT**
Les vestiges antiques de Rennaz-Noville (Vaud, Suisse) et leur contexte sédimentaire : nouvelles évidences de l'écroulement du *Tauredunum*

188 **Théophile PIAU, François BÉTARD, Fabienne DUGAST, Gilles ARNAUD-FASSETTA & Vincent VIEL**
Dynamique géomorphologique holocène et occupation humaine dans le bassin-versant de l'Eure (Bassin de Paris, France) : potentiels d'une approche géoarchéologique multiscalaire et diachronique

205 **Dominique SCHWARTZ, Vincent ROBIN, Pierre ADAM, Philippe SCHAEFFER, Anne GEBHARDT, Pierre-Alexis HERRAULT, Benjamin KELLER, Daniele DAPIAGGI, Claire STEVENEL, Maxime THISS, Martine TRAUTMANN & Damien ERTLEN**
Les géosciences au service de l'archéologie agraire. Une étude de cas sur les rideaux de culture de Goldbach (68)

217 **Étienne MANTEL, Stéphane DUBOIS, Jonas PARÉTIAS, Victor VISQUESNEL-SCHLOSSER, Corentin VOISIN, Bruno GAVAZZI & Matthieu RICHARD**
Étudier l'occupation d'une ville : les enjeux du PCR « Topographie générale et insertion territoriale de l'agglomération antique de *Briga* »

231 **Charlène MOREL**
Un modèle pour comprendre l'influence de l'état de la recherche, des processus post-déposition et de l'attractivité sur la découverte des sites archéologiques dans le Kochersberg (Bas-Rhin, Alsace, Grand-Est, France)

241 **Lizzie SCHOLTUS**
Spatialisation des découvertes, modélisation du passé. L'informatique au service de l'archéologie

254 **Guillaume HULIN & François-Xavier SIMON**
Inrap et géophysique : vers une approche raisonnée

260 **Hugo REILLER, Matthieu FUCHS, & Bruno GAVAZZI**
Approche multi-méthodes expérimentale pour l'étude d'un site d'occupation romaine et médiévale à Horbourg-Wihr

272 **François-Xavier SIMON, Julien GUILLEMOTEAU, Guillaume HULIN, Joachim RIMPOT, Julien THIESSON & Alain TABBAGH**
De nouvelles perspectives pour les applications des méthodes électromagnétiques basse fréquence en archéologie

283 **Rémy WASSONG & Bruno GAVAZZI**
Apport des prospections magnétiques haute résolution à la compréhension d'un habitat protohistorique : l'exemple du site de hauteur fortifié du Maimont

294 VARIA

REVUE ARCHIMÈDE
ARCHÉOLOGIE ET HISTOIRE ANCIENNE

DE LA FORMATION GÉOLOGIQUE À LA TRANCHÉE : TROUVER ET COMPRENDRE LES SITES ARCHÉOLOGIQUES MENACÉS PAR LES TRAVAUX D'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE

Patrice WUSCHER[1,2,*], Christophe JORDA[3,4], Quentin BORDERIE[4,5], Nathalie SCHNEIDER[3,2], Laurent BRUXELLES[3,6]

[1] *Archéologie Alsace*
[2] *Laboratoire Image Ville Environnement, UMR 7362 Université de Strasbourg/CNRS*
[3] *INRAP*
[4] *Archéologie des Sociétés Méditerranéennes, Université Paul Valéry/CNRS*
[4] *Département d'Eure-et-Loir*
[5] *UMR 7041 Arscan «Archéologies Environnementales», Paris I, Paris Nanterre, CNRS et Ministère de la Culture*
[6] *Laboratoire Traces - UMR 5608, Université Toulouse Jean Jaurès*
**contact : patrice.wuscher@archeologie.alsace*

RÉSUMÉ

Les sciences de la terre ont été mises à contribution dès les premières recherches paléolithiques au XIXe siècle pour trouver les sites archéologiques et participer à l'étude de l'adaptation des sociétés du passé aux changements environnementaux. Elles ont pris un rôle important dans les dispositifs d'archéologie préventive élaborés à partir des années 1980 pour sauvegarder les vestiges menacés par les travaux d'aménagement du territoire. La présente contribution vise à illustrer la démarche pluridisciplinaire à l'œuvre depuis plusieurs décennies, depuis les études documentaires et cartographiques jusqu'à l'ouverture de tranchées de diagnostic. Elle se propose également de montrer quelques apports de la géoarchéologie et de l'archéologie préventive aux questions géomorphologiques, à la reconstitution des dynamiques des paysages et à l'impact de l'Homme sur l'environnement. Les exemples présentés ont été choisis dans des contextes géographiques différents, le sud de la France, le bassin de Paris et l'Alsace, et s'échelonnent du Paléolithique à l'époque moderne pour illustrer les potentiels de la démarche qui gagnerait à être appliquée de façon plus systématique.

Mots-clés
Géomorphologie, géoarchéologie, archéologie préventive, diagnostics archéologiques, paysages.

Earth sciences were used since the earliest paleolithic research in the 19th century to find archaeological sites and to study the adaptation of past societies to environmental changes. They took an important role in the preventive archaeology systems developed from the 1980s to save the remains threatened by territory development. This contribution aims to illustrate the multidisciplinary approach developed over several decades, from documentary and cartographic studies to the opening of test pits. It also intends to show some contributions of geoarchaeology and preventive archaeology to geomorphological questions, to the reconstruction of landscape dynamics and to the question of human impact on the environment. The examples presented were chosen in different geographical contexts, in the south of France, Paris basin and Alsace, from the paleolithic to the modern era, to illustrate the potential of the approach which would benefit from being applied more systematically.

Keywords
Geomorphology, geoarchaeology, rescue archaeology, test pits, landscapes.

Article accepté après évaluation par deux experts selon le principe du double anonymat

INTRODUCTION

En reconstituant la paléogéographie, les paléoenvironnements et les stratégies d'adaptation des sociétés du passé aux changements environnementaux, les disciplines archéologiques apportent des éléments de réflexion aux enjeux actuels de la raréfaction des ressources et du réchauffement climatique. Ces travaux démarrent par la recherche de sites archéologiques et la constitution d'un corpus suffisamment étoffé de données. Les sciences de la terre qui permettent notamment de comprendre l'empilement des strates et des paléosols dans les différents compartiments des bassins-versants, des versants aux littoraux, ont depuis longtemps été mises à contribution lors de cette étape fondamentale, depuis les premières recherches paléolithiques dans les gravières de la Somme au XIXe siècle [1]. Dans le contexte de destruction effrénée de vestiges archéologiques par les travaux d'aménagement du territoire des dernières décennies, ces disciplines ont pris un rôle central dans les dispositifs de cartographie et de fouilles préventives des vestiges archéologiques élaborés à partir des années 1980.

Ainsi, la géomorphologie est associée aux premières opérations d'archéologie préventive [2] et des cartes géomorphologiques et des campagnes de sondages à la tarière sont commanditées pour participer à la détection des vestiges archéologiques menacés par des travaux d'aménagement [3]. En parallèle, des sondages à la pelle mécanique sur 5 à 10% des surfaces aménagées se sont imposés pour détecter les sites archéologiques, tandis que certaines carrières faisaient l'objet jusque dans les années 2000 de suivi de décapage sur l'intégralité de leur emprise [4]. La loi de 2001 a systématisé le dispositif d'archéologie préventive basé sur les diagnostics et les fouilles. Pour les diagnostics, la méthode de sondages autour de 10% des terrains prospectés est devenue la norme, mais est généralement fonction de la puissance du recouvrement sédimentaire. Depuis, cette méthode a souvent été discutée [5] et est régulièrement remise en question, par exemple en 2014 avec le projet de loi relatif à la simplification de la vie des entreprises, dont une des mesures, la mesure n°14, non retenue dans la loi approuvée, prévoyait la possibilité de remplacer les ouvertures mécaniques par des prospections géophysiques.

Le présent article vise à illustrer, à partir de quelques exemples, la nécessité qu'il y a à combiner lecture géomorphologique et pédosédimentaire multi-scalaire et ouvertures mécaniques systématiques pour aider à trouver les sites archéologiques menacés de destruction, mais aussi pour reconstituer les cadres de vie des sociétés du passé et penser les changements environnementaux et sociaux. Il propose un survol d'ensemble, non exhaustif, du Paléolithique à l'époque contemporaine, dans des contextes géologiques et géomorphologiques différents : le bassin de Paris, le Sud-Ouest, le Languedoc et l'Alsace (**fig. 1**). Le choix de ces différents cas vise à montrer que la démarche ne s'applique pas seulement au Paléolithique et au Mésolithique, qu'elle ne se limite pas à un nombre restreint de contextes géographiques, qu'elle est commune à la plupart des régions françaises et qu'elle est développée par l'ensemble des opérateurs publics en charge des diagnostics archéologiques.

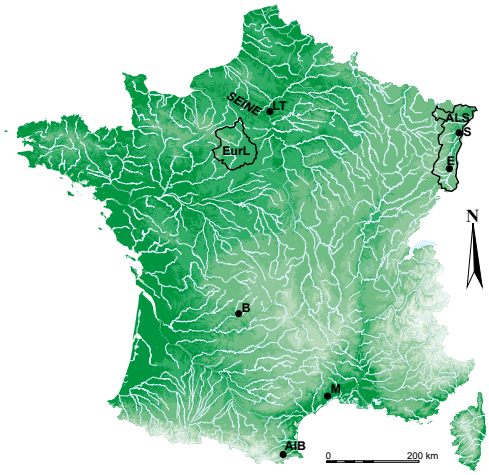


Figure 1
Localisation des principaux sites présentés dans le texte. EurI : Eure-et-Loir ; Als : Alsace ; B : Brive ; LT : Le Thillay ; E : Ensisheim ; M : Montpellier ; S : Strasbourg ; Alb : Amélie-les-Bains (modifié d'après Open Street Map).

[1] Hurel & Coye 2011.
[2] Bravard *et al.* 1989.
[3] Lebret & Halbout 1991, Krier 1994, Pastre 1994.
[4] Mordant 1994, Auxiette & Dubouloz 2009.
[5] Marmet *et al.* 2002, Dubouloz 2003, Daugas & Bonin 2006, Malrain 2008, Depaepe & Séara 2010, Guilhot 2018.

LE TRAVAIL EN AMONT

PRÉPARER LES OPÉRATIONS DE DIAGNOSTIC

Le principe d'étude géologique préliminaire a été formalisé notamment lors des travaux archéologiques préalables à l'autoroute A5, dans l'est de la France, entre Melun et Chaumont. Le dépouillement des cartes géologiques, pédologiques, topographiques et de la littérature existante, combiné au suivi des sondages géotechniques a ainsi permis de définir : 1/ l'épaisseur des niveaux susceptibles de livrer des vestiges archéologiques ; 2/ les unités lithostratigraphiques régionales quaternaires ; 3/ le cadre chronostratigraphique ; 4/ les zones favorables aux études paléo-environnementales [6]. Cette démarche constitue une des raisons de la réussite de cette opération.

De fait, une lecture critique des cartes géologiques apparaît d'un grand intérêt pour identifier les contextes favorables à la conservation de sites archéologiques. Ces documents sont toutefois hétérogènes et de qualité inégale en fonction des spécialités et de l'intérêt des différents auteurs. En Ile-de-France, les formations loessiques pléistocènes ont ainsi été regroupées, quelle que soit leur nature, comme des « limons de plateaux ». Surtout, l'épaisseur minimale à partir de laquelle ils ont été cartographiés varie d'une carte à l'autre, de trente centimètres [7] à plus de trois mètres [8]. S'il existe de très rares cartes géomorphologiques [9], des recherches géomorphologiques ont été financées par des collectivités territoriales dès les années 1980 pour identifier les sites archéologiques menacés par les travaux d'aménagement du territoire [10]. Les travaux universitaires récents menés sur des tronçons de vallées [11] apparaissent également fondamentaux. Pour préciser ces premières approches et pour identifier les formations superficielles peu étendues, l'examen des cartes topographiques, complété par les données Lidar quand elles existent, est également d'un grand intérêt. Si, par le passé, les expériences de prospection préalable à l'implantation des sondages mécaniques ont montré tout leur intérêt [12], cette méthode est aujourd'hui trop rarement employée.

De façon générale, une phase d'étude géologique et géoarchéologique préparatoire est loin d'être systématique. Son inscription dans les prescriptions de diagnostic par les services régionaux de l'archéologie constituerait un levier important pour généraliser la démarche.

DES PROGRAMMES CIBLÉS DE RECHERCHES POUR CERTAINES PÉRIODES OU CATÉGORIES DE SITES ARCHÉOLOGIQUES

En Ile-de-France, la démarche initiée à partir de 2007 par Frédéric Blaser, dans le cadre du programme d'activité scientifique de l'INRAP consacré au Paléolithique et au Mésolithique de la région [13], a permis la découverte de plus d'une trentaine de nouveaux sites paléolithiques, a fait l'objet d'une table-ronde en cours de publication [14] et a inspiré des programmes similaires en Eure-et-Loir et en Alsace.

En effet, depuis 2013 en Eure-et-Loir, un programme de collecte systématique des données relatives aux formations limoneuses d'origine éolienne est piloté par le conseil départemental, en collaboration avec les services de l'État, l'INRAP et l'agglomération de Chartres. L'objectif de ce programme de recherche est d'analyser les caractéristiques spatiales de la couverture limoneuse dans cette zone située en limite sud de la zone de couverture continue à subcontinue des lœss, à plus de 150 km des sources de limons (Manche). La documentation concernant les enregistrements pédo-sédimentaires est recensée et harmonisée à l'aide d'un système d'informations géographiques, des prospections de terrain, des diagnostics avec des sondages profonds tous les 50 m jusqu'au substrat tertiaire et des fouilles archéologiques. Les séquences présentes sont analysées, ainsi que leur variabilité à l'échelle du département et leur intégration dans les modèles chrono-stratigraphiques du nord de la France et de l'Europe occidentale. Les résultats montrent que le potentiel pédosédimentaire du département est riche pour la fin du Quaternaire, et plus particulièrement, pour le Pléistocène supérieur et l'Holocène. Des accumulations de plus 7 m sont conservées localement et les caractères des séquences (texture, carbonatations, cycles climatiques observables) ont permis de délimiter six zones dans la couverture limoneuse de plateau et

[6] Krier 1994.
[7] Pomerol *et al.* 1969.
[8] Mégnien 1987.
[9] Cloots *et al.* 1973.
[10] Lebret & Halbout 1991, Krier 2004.
[11] Par exemple Castanet 2008.
[12] Deschodt 2010, Bruxelles 2010.
[13] Souffi *et al.* 2009.
[14] https://www.inrap.fr/de-l-ile-de-france-l-europe-du-nord-ouest-les-peuplements-humains-avant-le-13938

cinq dans les formations de versant [15] (**fig. 2**). Les enregistrements de l'Eémien et du Début Glaciaire weichsélien y sont bien représentés, notamment à Chaudon. Bien que les séquences de plateau soient hydromorphes et polyphasées, elles peuvent contenir des sites du Paléolithique bien préservés, comme à Illiers-Combray [16].

Engagé en 2015, le programme collectif de recherche (PCR) Paleoels, financé par le Ministère de la Culture (DRAC Grand Est), fédère des acteurs du CNRS, de l'INRAP, d'Archéologie Alsace, de l'université et du secteur privé ; il vise à reconstituer les comportements des sociétés paléolithiques et mésolithiques dans les environnements changeants d'Alsace. Pour ce faire, les premières années du projet ont été consacrées à mieux comprendre les formations sédimentaires et les sites archéologiques connus [17]. Plusieurs campagnes d'étude des coupes accessibles, notamment dans les carrières de loess encore en activité, ont ainsi été menées. Elles ont été accompagnées d'un inventaire de la littérature et des travaux universitaires existants.

[15] Borderie *et al.* 2017.
[16] Borderie *et al.* 2019.
[17] https://fr.calameo.com/books/00372503877bf49f2aa26
[18] Wuscher *et al.* 2019.

Elles ont été réalisées en parallèle d'un réexamen de la documentation et des collections archéologiques. Un aller-retour permanent entre les travaux du PCR et les opérations d'archéologie préventive ainsi qu'une confrontation des travaux archéologiques et géomorphologiques ont permis de dégager des tendances régionales sur la conservation et la localisation des vestiges. Ainsi, des sites mésolithiques et tardiglaciaires peuvent être conservés partout, sauf dans des zones localisées, généralement dans l'axe des cours d'eau, fortement érodées à partir de la Protohistoire. Des horizons contemporains du Paléolithique supérieur ancien sont fréquemment mis au jour, notamment dans les loess, lors des travaux d'aménagement du territoire. Il n'est pas encore possible de dire si le faible nombre d'indices et de sites de cette période tient aux méthodes de diagnostic employées ou à une réelle déprise humaine. Les horizons du Paléolithique moyen et inférieur localisés sur les bordures du Fossé Rhénan ne sont pas rares, notamment sur les versants, à des profondeurs très variables, ce qui explique le nombre important d'indices archéologiques de ces périodes. Les travaux du PCR se poursuivent maintenant à des échelles plus locales et le périmètre du projet a été élargi au Jura alsacien et au Massif Vosgien. Ils s'orientent également vers une réflexion sur les premiers peuplements alsaciens et sur les territoires paléolithiques et mésolithiques [18].

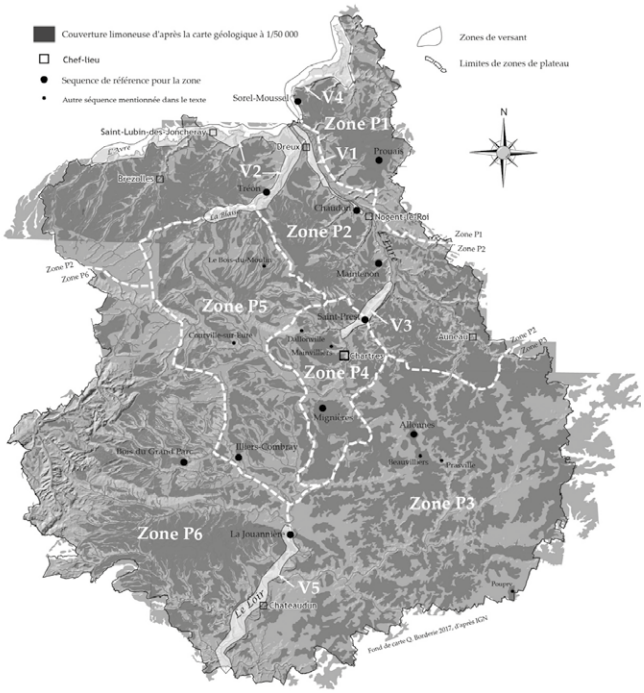


Figure 2
Zonage de la couverture limoneuse d'origine éolienne sur le département d'Eure-et-Loir (d'après Borderie *et al.*, 2017). Une variation du type de séquence peut être constatée selon un gradient globalement nord-sud avec une épaisseur moyenne plus importante au nord, où des horizons carbonatés peuvent être conservés en profondeur. Ces caractéristiques ont un impact sur la conservation des vestiges préhistoriques.

Cette démarche pourrait être étendue à la recherche de sites peu documentés d'autres périodes, comme par exemple les sites de berges ou les villages médiévaux et modernes désertés suite aux crues dévastatrices du Petit Âge Glaciaire dans la vallée du Rhin. Un inventaire critique des découvertes anciennes, des études documentaires, des prospections pédestres et subaquatiques et des sondages ciblés devraient permettre de documenter ces sites évoqués par les sources écrites. Surtout, même si les chiffres sont difficiles à évaluer précisément, moins de 25 % des surfaces aménagées en France faisaient l'objet d'un diagnostic archéologique au début des années 2010 **[19]**. Compte-tenu de ce cadre d'intervention finalement restreint, une meilleure prise en compte des travaux géomorphologiques dans les choix des terrains qui font l'objet de prescriptions de diagnostics serait pertinente.

LA DÉTECTION DES SITES

LA RECHERCHE DE LA PRÉHISTOIRE ANCIENNE

Dans le nord de la France, l'intérêt archéologique de la couverture loessique et du système de terrasses alluviales est connu depuis le XIXe siècle **[20]**. Les premières opérations d'archéologie préventive ont été réalisées sur des gisements paléolithiques dans les années 1970 et se sont systématisées dans les années 1990 **[21]**. La couverture loessique fait l'objet de travaux géomorphologiques et d'archéologie préventive depuis plusieurs décennies, et les sondages sont généralement concentrés sur les versants exposés au nord et au nord-est, où les successions stratigraphiques renferment assez systématiquement des paléosols et des sites archéologiques **[22]**. Dans le sud-ouest de la France, le potentiel du sous-sol en termes de conservation de sites paléolithiques est également connu de longue date, mais les formations sédimentaires susceptibles de livrer des vestiges sont localisées et discontinues, le plus souvent dans des cavités karstiques. La localisation et le maillage des tranchées sont donc plus concentrés dans ces formations. Ainsi, avant les travaux de l'aéroport de Brive, un travail de prospection archéologique et géomorphologique préalable aux ouvertures mécaniques a été mené. Par la suite, aux sondages systématiques et régulièrement espacés a été préférée une concentration des tranchées dans les dolines, de manière rayonnante, conformément à la logique des dynamiques sédimentaires, ce qui a conduit à la découverte d'un gisement attribué au Paléolithique moyen ancien **[23]**. Sur les terrasses de la Garonne, les couvertures limoneuses qui scellent les dépôts graveleux ont eu une histoire polycyclique. Les vestiges anciens sont souvent résidualisés **[24]** et incorporés dans un petit niveau de graves régulièrement confondu avec le corps de la terrasse graveleuse. L'identification de ce phénomène a conduit les équipes à systématiquement traverser ce premier niveau de graves, ce qui a permis la découverte de nombreux vestiges **[25]**.

La moitié sud-est de l'Ile-de-France et la bordure de la plaine d'Alsace présentent des caractères communs avec le Sud-Ouest et des vestiges archéologiques paléolithiques sont susceptibles d'apparaître à des profondeurs variables, parfois faibles, « presque à fleur de terre » **[26]**. En revanche, la moitié nord-ouest de l'Ile-de-France de même que les terrasses alluviales et les collines alsaciennes sont caractérisées par des formations sédimentaires continues, similaires à celles du nord de la France. Ces formations sont donc sondées à l'aide d'un maillage régulier et discontinu de sondages profonds par une équipe mixte composée d'archéologues et de géomorphologues. En Ile-de-France et en Alsace, elles sont moins connues et doivent, dans l'état actuel des connaissances, faire l'objet d'un maillage plus systématique pour comprendre leur géométrie, avant de focaliser la prospection sur les paléosols. Le diagnostic mené durant l'hiver 2013 sur 22 ha de la commune du Thillay (95), situé sur la partie occidentale du plateau éocène de la plaine de France, en surplomb de la vallée du Crould, illustre bien cette démarche. Trente sondages ont permis de délimiter l'extension d'une séquence de limons lœssiques de trois à quatre mètres d'épaisseur contenant plusieurs paléosols (**fig. 3**). Trois niveaux archéologiques ont été mis en évidence **[27]**. Le niveau inférieur est situé à la base d'un paléosol (probablement un sol brun arctique), qui a livré une pièce bifaciale (**fig. 4**) et des pièces à dos. Les caractéristiques pédosédimentaires de la séquence et le type d'assemblage semblent indiquer un âge weichsélien moyen (environ entre 55 000 et 30 000 ans avant l'actuel). Le deuxième niveau est un paléosol de type gley de toundra qui a livré une dent d'équidé datée par la méthode du radiocarbone

[19] Collart 2012.
[20] Antoine *et al.* 2011.
[21] *Ibid.*
[22] Locht *et al.* 2010.
[23] Colonge *et al.* 2004, Bruxelles 2010.
[24] Leur matrice sédimentaire a été érodée.
[25] Bruxelles *et al.* 2003.
[26] Forrer 1925.
[27] Wuscher *et al.* 2013.

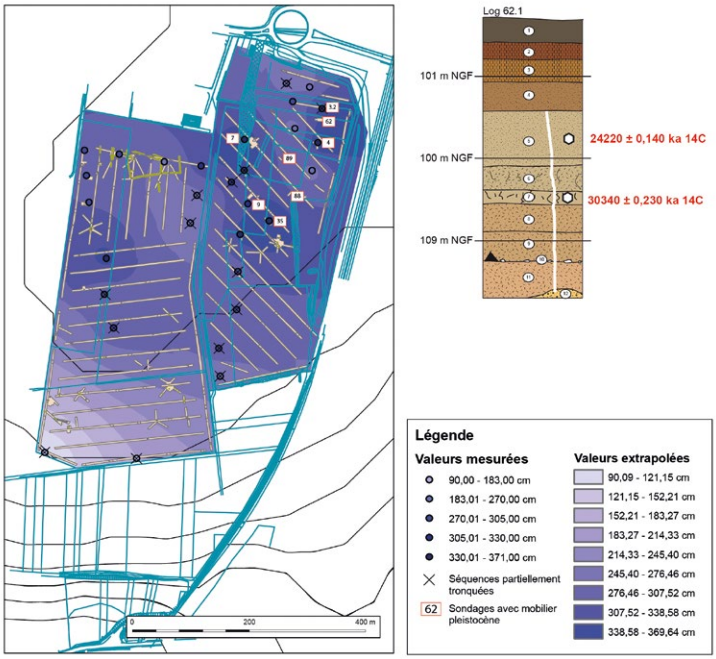


Figure 3
Le Thillay, Val-d'Oise, épaisseur des formations pléistocènes et log du sondage 62.1 représentatif de l'emprise (le triangle placé sur la coupe indique la position de la pièce bifaciale, les datations ont été réalisées à partir des restes osseux découverts dans le sondage 3.2, voisin du sondage 62.1).

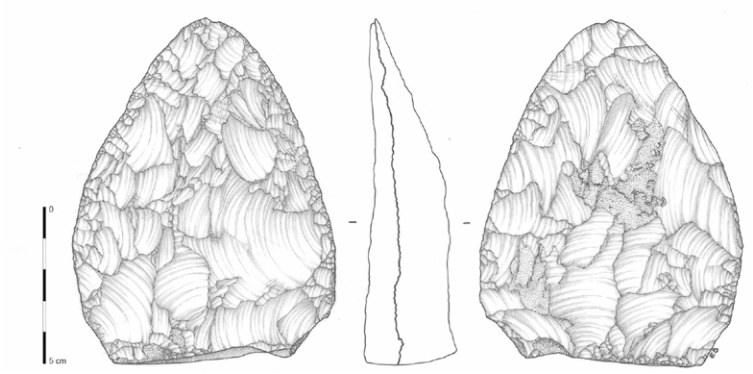


Figure 4
Le Thillay, Val-d'Oise, pièce bifaciale découverte dans l'horizon attribué au weichsélien moyen, environ entre 55 000 et 30 000 ans avant l'actuel (dessin E. Boitard/INRAP).

de 30,340 ± 0,23 ka avant l'actuel [28]. Le troisième niveau est constitué de lœss calcaires dans lesquels a été découvert un fragment de phalange d'équidé brûlé qui a livré un âge radiocarbone de 24,220 ± 0,14 ka avant l'actuel.

LES INDICES DIFFUS DU MÉSOLITHIQUE

Le Mésolithique s'inscrit dans une période tempérée caractérisée par un couvert forestier étendu. Les vestiges de la période sont parfois représentés par des fosses et des sépultures, mais le plus souvent par des concentrations de mobilier [29]. Sur la majeure partie des terrains menacés par des travaux d'aménagement du territoire, notamment les plateaux ou les versants, la rareté des dépôts sédimentaires de la période n'a pas été favorable à la conservation des gisements, même si des petits thalwegs ont pu piéger du mobilierou si des restes lithiques ont pu être enterrés par la faune du sol [30] ou piégés dans des chablis [31]. Des successions stratigraphiques de la période sont toutefois

[28] Datation financée par le Programme d'Activité Scientifique de l'INRAP « Recherches Archéologiques préventives dans le Bassin Parisien du Pleistocène à l'Holocène : Chronologie, caractérisation culturelle et fonctionnement des sites », sous la direction de Bénédicte Souffi, Boris Valentin et Fréderic Blaser.
[29] Ducrocq 2010.
[30] Wuscher *et al.* 2012.
[31] Ducrocq 2010.

conservées en fonds de vallées, en contexte sableux et au pied de certains versants. Mais, même dans ces contextes topographiques particuliers, les vestiges sont généralement dilatés du fait des processus pédologiques (bioturbations) qui caractérisent l'Holocène avant les défrichements néolithiques et protohistoriques [32]. Bien souvent, les vestiges du Mésolithique apparaissent donc au même niveau que les vestiges et les structures en creux des périodes plus récentes. Les spécialistes de la période insistent donc sur l'intérêt des phases d'étude documentaire, prenant notamment en compte les découvertes des prospections pédestres. Ils insistent aussi sur l'indispensable participation de spécialistes du mobilier lithique et sur la nécessaire synergie entre archéologues et géomorphologues [33].

Les travaux menés à Ensisheim dans la vallée de l'Ill illustrent bien cette démarche. Identifiés en 2015 [34], les horizons tardiglaciaires et holocènes font depuis l'objet de travaux réguliers (**fig. 5**). La plaine de l'Ill a été façonnée après l'incision et la migration du Rhin à l'est du cône de la Hardt, dont les derniers dépôts ont été datés par luminescence stimulée optiquement (OSL) de 16 200 ± 1200 ans avant le présent [35]. Le remplissage de la plaine est constitué de sables pédogénéisés recouverts par des limons attribués au Tardiglaciaire sur la base de datations par OSL (unités 8 à 5, **fig. 6**). Un sol noir se développe sur ces dépôts (unité 3, **fig. 6**) puis un luvisol (unité 2, **fig. 6**).

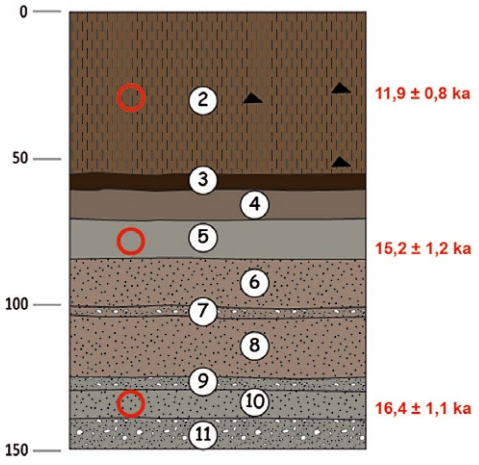


Figure 6

Succession stratigraphique de la nappe II. Les triangles indiquent la position du mobilier mésolithique. Les ronds et les chiffres rouges indiquent les âges OSL. Les deux âges supérieurs sont légèrement trop vieux, ce qui tient aux limites de la méthode.

[32] *Ibid.*, Confalonieri & Le Jeune 2012.
[33] Ducrocq 2010.
[34] Pierrevelcin *et al.* 2016.
[35] Wuscher *et al.* 2018.

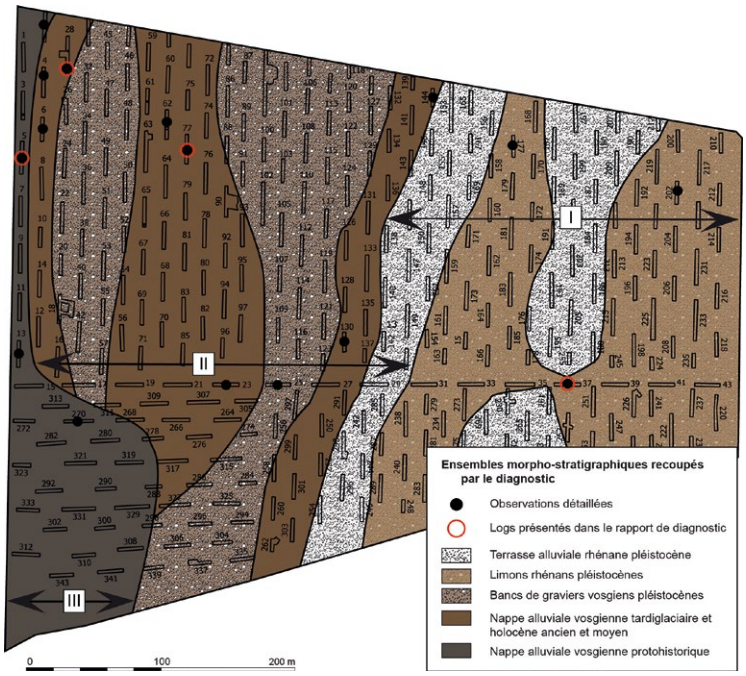


Figure 5

Cartographie des trois nappes alluviales de la plaine de l'Ill à Ensisheim dans l'emprise du diagnostic mené durant l'hiver 2018-2019 :
I : nappe weichsélienne ;
II : nappe tardiglaciaire et holocène ;
III : nappe protohistorique.

Localement, cette succession stratigraphique est tronquée par des dépôts torrentiels contenant des fragments de céramiques protohistoriques [36]. Au sein de ces niveaux, un suivi géomorphologique régulier, 2 à 3 demi-journées par semaine, a permis de cartographier les dépôts, de délimiter les secteurs tronqués à partir de la Protohistoire et de cibler les paléosols, révélant des vestiges du Mésolithique moyen, récent et final [37]. Cette succession stratigraphique peut se suivre de Mulhouse à Colmar [38] et elle a livré une pièce mésolithique à Oberhergheim [39].

DE LA PRÉHISTOIRE RÉCENTE AUX PÉRIODES HISTORIQUES DANS LES SECTEURS À FORT RECOUVREMENT SÉDIMENTAIRE

À la fin de la dernière période glaciaire, il y a 20 000 ans, le niveau général des océans, 120 à 130 m plus bas qu'aujourd'hui, conduit les fleuves à creuser de profonds canyons pour rejoindre le niveau de base. À partir du réchauffement climatique post-glaciaire (après 18000 avant l'actuel), les calottes glaciaires fondent et le niveau des mers remonte très rapidement jusqu'au début de l'Holocène, puis plus progressivement. Ainsi, à la fin du Mésolithique, il y a 8000 ans, le niveau marin est encore entre 7 et 9 m sous l'actuel [40]. Les fleuves accompagnent cette remontée marine en comblant leurs anciennes rias. Le Lez, petit fleuve côtier qui traverse la ville de Montpellier et se jette dans la Méditerranée, en est un bon exemple. De nombreuses opérations d'archéologie préventive ont été menées dans sa plaine littorale depuis plus de 20 ans et les modes opératoires ont ainsi été adaptés à ce contexte particulier. L'opération de diagnostic menée en 2017 dans le cadre de l'extension de la station d'épuration de Montpellier, à Lattes, en est emblématique (**fig. 7**). Profond de plus de 9,00 m, un des sondages effectués a permis la mise au jour des occupations qui se sont succédées dans la plaine alluviale au cours des huit derniers millénaires (**fig. 8**). Dans le même temps, un travail a été mené sur les changements dans la dynamique du Lez afin de mieux appréhender les métamorphoses fluviales en relation avec la remontée marine et les rythmes du peuplement dans cette zone en mutation constante. Quatre grandes phases d'évolution des milieux sont identifiées, qui font écho aux données déjà acquises autour de Lattes [41]. La phase a, datée au moins de la fin du Mésolithique, correspond à un paysage de plaine d'inondation humide, à tendance marécageuse. Pour cette période, on n'a trouvé que peu de vestiges archéologiques, mais l'on sait que la plaine est occupée comme en témoignent les

[36] Pierrevelcin *et al.* 2016, Roth-Zehner *et al.* 2016.
[37] Roth-Zehner *et al.* 2016, Roth-Zehner *et al.* 2019.
[38] Blondeau & Wuscher 2017, Blondeau 2018.
[39] Blondeau 2018.
[40] Vacchi *et al.* 2016.
[41] Daveau 2007, Marsac *et al.* 2019.



Figure 7
Sondage de diagnostic préalable à l'extension de la station d'épuration de Montpellier, à Lattes.

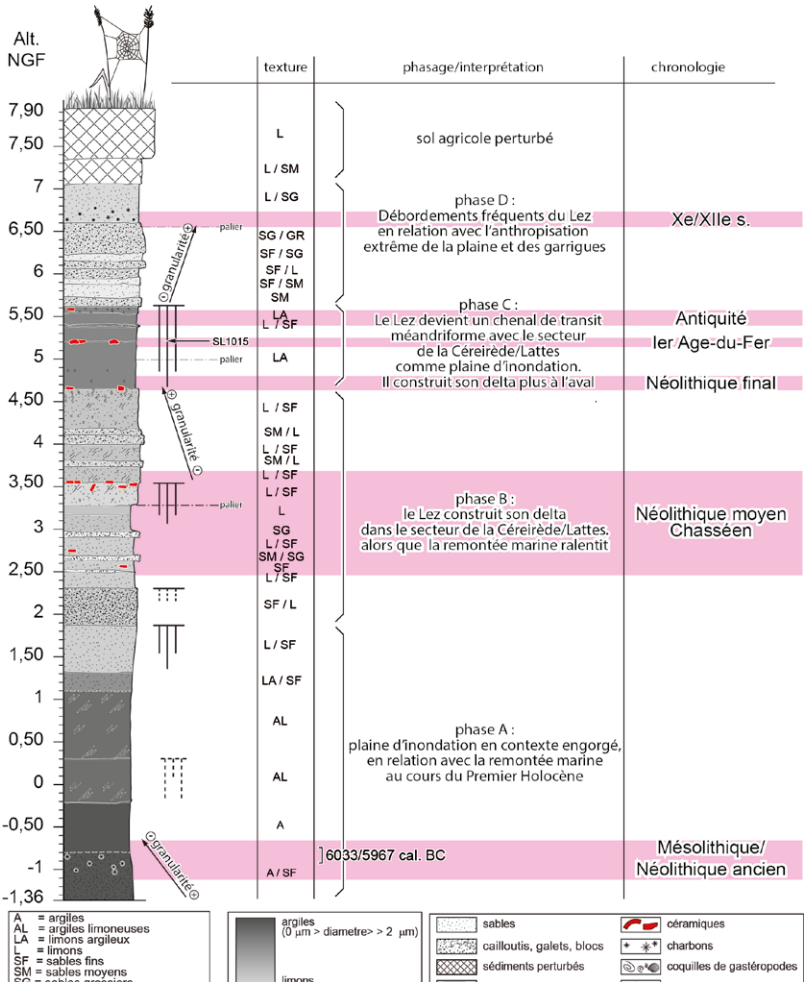


Figure 8
Stratigraphie type de la basse plaine du Lez depuis le Néolithique ancien : l'exemple de la station d'épuration de Montpellier, à Lattes (Hérault).

quelques découvertes ponctuelles (essentiellement des fosses) ou les niveaux charbonneux mis au jour dans plusieurs sondages. La phase b, datable du Néolithique moyen, montre un cours d'eau très énergique, avec des chenaux larges et partiellement tressés, associé à de nombreuses défluviations. Les sédiments qu'il dépose sont systématiquement grossiers, sableux à limono-sableux. Pour cette période, les vestiges sont bien plus nombreux et correspondent à des occupations d'ampleur comme à Port-Ariane **[42]**, à des installations plus ponctuelles comme le tumulus des Rauzes Basses **[43]** ou des fosses et des silos et des traces d'habitat, comme sur le site de La Céreirède fouillé en 2003 **[44]**. La phase c inaugure un changement fondamental dans le fonctionnement du fleuve, qui va perdurer jusqu'à aujourd'hui. Évoluant à partir d'environ 2500 ans avant notre ère vers un cours d'eau à chenal unique, sa plaine d'inondation n'est plus exhaussée que par des limons et argiles de débordement. Dans ce nouveau cadre paysager, l'occupation de la plaine s'intensifie et nombreuses en sont les traces à partir du Néolithique **[45]**. La phase d, d'âge historique, est marquée par un fonctionnement plus dynamique du fleuve avec de fréquents débordements qui sont mis en relation avec la forte anthropisation de l'ensemble du bassin versant.

Dans les vallées des zones montagnardes et semi-montagnardes, les formations tardiglaciaires et holocènes sont discontinues et très localisées. Ces

[42] Daveau 2007.
[43] Marsac *et al.* 2019.
[44] Jung *et al.* 2017.
[45] Daveau 2007, Ott & Tarrou 2013, Rascalou & Bel 2013, Raux *et al.* 2013.

secteurs, caractérisés par des dépôts grossiers, se prêtent mal aux carottages et leur observation n'est possible qu'à partir des affleurements mis au jour par les torrents, dont les rives sont souvent défendues par des murs ou des empierrements qui n'ont fait l'objet que de peu d'études. Il est donc difficile de prédire la sensibilité archéologique de ces milieux sans des ouvertures mécaniques. Une lecture conjointe, géomorphologique et archéologique, et une adaptation du maillage des tranchées au sous-sol sont donc indispensables lors des diagnostics. Celui qui a été mené à Amélie-les-Bains, dans la moyenne vallée du Tech (Pyrénées-Orientales, **fig. 9**), permet d'illustrer la démarche [46]. Il est localisé sur une bande de 1 km de long et de 0,3 km de large délimitée au nord par un versant très raide façonné dans les micaschistes du Canigou et les calcaires du Mésozoïque (synclinal d'Amélie-les-Bains) dans lequel s'ouvrent trois bassins-versants torrentiels. Au sud, il domine d'une dizaine de mètres le lit actuel du Tech, fleuve dont le régime hydrologique combine des caractères méditerranéens et montagnards, et qui est marqué par des crues violentes et paroxysmiques, dont la plus célèbre, l'aiguat de 1940, est encore très présente dans les esprits. Une première série de tranchées a été déployée sur l'ensemble de l'emprise, ce qui a permis de cartographier le sous-sol et d'identifier une accumulation de colluvions fossilisant plusieurs paléosols, une berge antique et médiévale ainsi que deux grands cônes de graviers de l'époque moderne. Dans un second temps, les tranchées ont été concentrées sur la berge et les paléosols. Sur la berge, cela a permis de mettre en évidence des murs, un sol construit de type calade et des fosses constitutifs d'un établissement rural médiéval. Dans les paléosols, les tranchées ont mis au jour un bâtiment sur poteaux de 25 m de long pour 7 m de large, avec des murs de terre massive conservés sur 10 à 20 cm de hauteur, plusieurs foyers, ainsi qu'un abondant mobilier et de nombreuses céramiques écrasées en place, attribuées au Bronze final IIIb (environ 900-800 avant notre ère). Dans le même secteur, a été découvert un ensemble de l'Antiquité Tardive. Structuré autour d'un chemin, il comprenait un bâtiment, une forge, des fosses de plantation de vignes, des murs de terrasse et un ensemble de sépultures dont les emplacements étaient signalés par des amas de pierres [47]. La fouille de cet ensemble funéraire a mis au jour trois tertres funéraires construits en pierres d'environ 5 m de diamètre et de plus de 1 m de haut (**fig. 10**). Fossilisés par environ 1 m de



Figure 9
Amélie-les-Bains, vue de l'environnement du diagnostic archéologique (cliché : Annie Pezin/INRAP).

[46] Pezin & Wuscher 2005.
[47] *Ibid.*



Figure 10
Amélie-les-Bains, vues des tertres funéraires du Bronze final (cliché : Patrice Wuscher).

colluvions, ils émergeaient entre les tombes antiques et ont été pris pour des structures antiques lors du diagnostic. Malgré les moyens supplémentaires alloués à la fouille, seul l'un d'entre eux a pu être fouillé et a été daté du Bronze final II, avec des réaménagements au Bronze final IIIb [48], ce qui illustre les limites du diagnostic archéologique, qui malgré une lecture pluridisciplinaire, ne constitue qu'un échantillonnage spatial limité.

Au final, l'ouverture de sondages ciblés par un géomorphologue et un archéologue peut s'avérer opportune pour identifier les formations superficielles des terrains prospectés et pour adapter au mieux la localisation des sondages, en privilégiant les paléosols et les berges. Les successions stratigraphiques sont ensuite relevées par les archéologues dans l'ensemble des sondages, tandis que les géomorphologues décrivent toutes les unités stratigraphiques à partir de séquences de référence et donnent un cadre morphosédimentaire général. L'investissement consenti pour reconstituer le fonctionnement hydrosédimentaire et géomorphologique des cours d'eau et des versants permet quant à lui de donner un cadre précis à l'évolution des paysages et de mieux comprendre les fortes interactions entre les dynamiques environnementales et les modalités de peuplement. Il convient également de prendre en compte les impacts anthropiques récents, comme celui non négligeable lié à la mécanisation de l'agriculture qui a abouti à un lissage généralisé des paysages, notamment dans les plaines, enfouissant parfois les vestiges archéologiques sous plusieurs mètres de colluvions en bas des versants.

DU PATRIMOINE À LA RECHERCHE

LA GENÈSE DES FORMES DU RELIEF

À Amélie-les-Bains, les opérations d'archéologie préventive ont permis d'écrire l'histoire géomorphologique holocène d'un tronçon de vallée qui n'était pas accessible sans terrassements mécaniques [49]. Ces opérations permettent également d'aborder des questions géomorphologiques à des échelles vastes, tant chronologiques que spatiales [50]. Ainsi, le fonctionnement quaternaire des terrasses de l'Yonne a été révélé par des travaux d'archéologie préventive [51], tandis que l'étude du remplissage des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut permet d'aborder la néotectonique pléistocène du bassin de Paris et du bassin belgo-néerlandais et participe à reconstituer l'évolution paléogéographique de la mer du Nord [52].

En Alsace, les grandes lignes de l'évolution géomorphologique depuis la formation du Fossé rhénan ont été analysées dans les années 1980 à partir d'une synthèse des données lithostratigraphiques et topographiques disponibles [53]. Le rôle prépondérant de la néotectonique dans cette évolution a été mis en avant. L'épaisseur des formations quaternaires, notamment les plus récentes liées au dernier cycle interglaciaire-glaciaire, Eémien et Weichsélien (environ entre 130 000 et 13500 ans avant l'actuel) et à l'Holocène (depuis environ 13500 avant le présent), était toutefois complexe à apprécier. Du coup, il est difficile d'évaluer la part de la néotectonique dans l'évolution géomorphologique de la moitié sud du Fossé rhénan durant les cent derniers millénaires. Si la relecture récente des nombreux forages et profils sismiques réalisés dans la région permet de mieux cerner la géométrie du fossé et de son remplissage, elle n'a pas permis d'aller beaucoup plus loin dans l'évaluation de l'épaisseur des formations sédimentaires weichséliennes [54]. Cela tient surtout à l'absence d'un horizon repère interglaciaire au sein des masses de graviers du sud de la région et au manque de nouveaux forages et de datations absolues dans les niveaux argileux et organiques intercalés au nord, autour de Strasbourg. Les diagnostics archéologiques menés préalablement à la construction de la Ligne à Grande Vitesse (LGV) Strasbourg-Paris, ainsi que ceux liés aux travaux du Contournement Ouest de Strasbourg (COS), apportent des éléments importants à ces questions. Ils ont ainsi permis de vérifier l'étendue des alluvions pléistocènes à l'ouest d'Achenheim et de préciser l'extension des loess autour de Strasbourg [55] ainsi que dans le champ de fractures de Saverne [56]. Ils permettent également de préciser l'épaisseur de certaines formations superficielles. Ainsi, l'épaisseur des loess du Kochersberg n'excède-t-elle pas en moyenne 5 à 10 mètres sur le tracé du COS, sauf sur les versants de Vendenheim et de Kolbsheim où elle atteint près de 20 mètres [57].

[48] Pezin 2014.
[49] Wuscher & Pezin 2010.
[50] Bruxelles 2012.
[51] Chaussé 2003.
[52] Deschodt 2014.
[53] Vogt 1992.
[54] Elsass *et al.* 2006 et http://rgf.brgm.fr/page/vosges-fosse-rhenan-pilote-rgf
[55] Schneikert 2017, Moine *et al.* 2017.
[56] Schneider & Ertlen 2017.
[57] Schneikert 2017, Moine *et al.* 2017.

L'apport géologique et géomorphologique des diagnostics archéologiques ne se limite toutefois pas aux grands travaux. Ainsi « si certaines observations peuvent être considérées comme mineures, aucune n'est dénuée d'importance » [58]. Par exemple, le diagnostic mené sur 2,6 ha à Eckwersheim (Alsace), préalablement à la construction d'un lotissement, a mis au jour des formations oligocènes presque affleurantes [59], alors que la carte géologique et les tranchées proches du COS semblaient montrer que les collines du secteur étaient façonnées dans une épaisse couverture loessique. Au débouché de la vallée de la Thur, un diagnostic mené sur 2 ha à Pulversheim, a quant à lui mis en évidence des formations torrentielles graveleuses protohistoriques [60] dans un secteur où les dépôts cartographiés attribués au Weichsélien ont une morphologie faiblement différenciée. Surtout, l'absence de déformations reconnues dans l'ensemble des diagnostics archéologiques menés en Alsace durant les deux dernières décennies incite à relativiser la part de la néotectonique dans l'évolution du Fossé rhénan durant les derniers millénaires.

LES DYNAMIQUES PAYSAGÈRES DES DERNIERS MILLÉNAIRES

De fait, même si les diagnostics archéologiques sont implantés principalement dans les zones soumises à des aménagements lourds (autoroutes, zones d'activités et lotissements) ou autour des sites archéologiques connus, et si moins de 25% des surfaces aménagées en France font l'objet d'un diagnostic archéologique [61], la masse de données collectées pendant près de trois décennies a permis de reconstituer les milieux et les territoires des sociétés du passé, comme par exemple pour les sociétés du Paléolithique dans le Sud-Ouest [62].

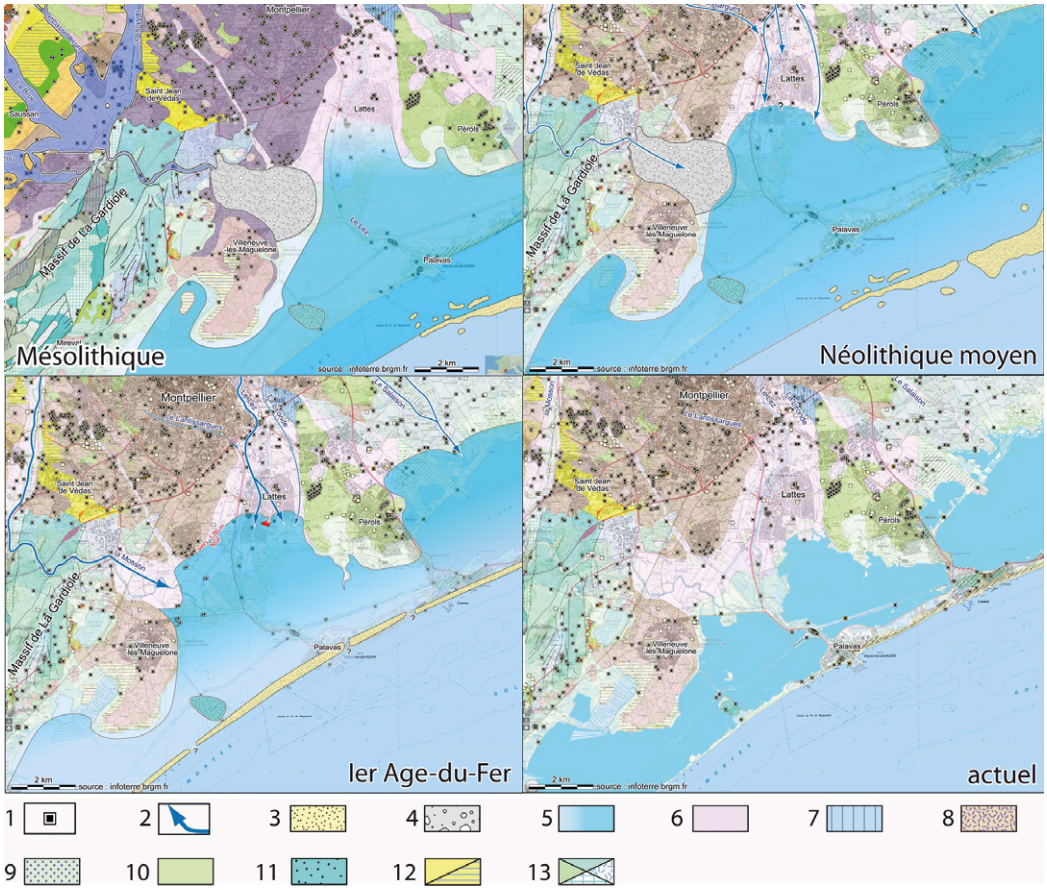
Les possibilités géoarchéologiques offertes par les données de l'archéologie préventive peuvent aussi être illustrées par les travaux menés sur la plaine littorale autour de Montpellier depuis le Mésolithique. Les nombreux diagnostics et fouilles ont apporté de multiples éléments à la compréhension de leur évolution paléogéographique. En outre, ces paysages deltaïques qui sont de riches milieux vivriers (eau douce, terres cultivables, abondance des ressources), ont été fortement investis par les populations. Réussir à dessiner ces paléopaysages devenait alors une nécessité pour mieux appréhender les modes de peuplement au cours de l'Holocène. On a ainsi choisi d'utiliser l'ensemble de la documentation disponible pour cartographier le littoral du Languedoc à différentes périodes, que ce soient les données publiées par les chercheurs travaillant sur les paléolittoraux ou sur la variation du niveau marin postglacaire, les données de fouilles, également les nombreux sondages géotechniques référencés sur le Sig en ligne Infoterre [63]. Les cartes proposées ici (**fig. 11**) correspondent à cette compilation de données, mais ne sont qu'un état des lieux temporaire. En effet, de nombreuses questions demeurent, en particulier sur la hauteur réelle du niveau marin selon les périodes avec des incertitudes altitudinales pouvant atteindre plusieurs mètres [64]. Pour autant, elles permettent d'appréhender les paléopaysages des différentes phases de peuplement reconnus sur le littoral et d'envisager des liens sérieux entre les populations anciennes et le territoire dont elles disposaient et qu'elles géraient en fonction de leurs besoins.

DES TRACES DES PREMIERS AGRICULTEURS À L'ANTHROPOCÈNE

Discuter la part de l'Homme et du climat dans les changements environnementaux holocènes enregistrés dans les fonds de vallées est une question ancienne en géoarchéologie. Les travaux pionniers menés en Limousin, notamment sur les chantiers de l'autoroute A20, illustrent bien cette démarche. Ils ont notamment montré l'opposition forte entre l'Holocène ancien et moyen, où l'anthropisation reste discrète et localisée, et l'Holocène récent, caractérisé par une modification majeure et irrémédiable des milieux [65]. Des travaux similaires ont été également menés en Alsace, sur les colluvions et les paléosols recoupés par la LGV Strasbourg-Paris dans les paysages loessiques du Kochersberg, avec des sols attractifs pour les agriculteurs et des matériaux sensibles à la pédogenèse et à l'érosion [66].

Dans le Bassin parisien, plusieurs centaines de sondages à la tarière et plusieurs dizaines d'opérations d'archéologie préventive menés pendant près de 30 ans ont permis de détailler l'évolution tardiglaciaire et holocène des grandes et des moyennes vallées, notamment l'Oise, la Marne, la Seine, le Crould et la Beuveronne [67]. Ils ont mis en évidence des remplissages emboîtés,

[58] Deschodt 2014 p. 555.
[59] Croutsch 2019.
[60] Schneikert & Wuscher 2016.
[61] Collart 2012.
[62] Bruxelles & Jarry 2011, Bertran *et al.* 2013.
[63] http://infoterre.brgm.fr/
[64] Raynal *et al.* 2010, Vacchi *et al.* 2016.
[65] Allée *et al.* 1997, Allée *et al.* 2006.
[66] Ertlen *et al.* 2012, Schneider *et al.* 2014.
[67] Pastre *et al.* 2014.



1. sondages BDSS du BRGM (http://infoterre.brgm.fr/), 2. paléochenaux du Lez, 3. ancien cordon littoral (-8,00/-10,00 m NGF), 4. alluvions de la Mosson au dessous des -4,00/-7,50 m NGF, 5. étendue schématique possible de la lagune, 6. Alluvions récentes du Quaternaire, 7. Limons et loess du Lez, 8. Colluvions anciennes du Quaternaire, 9. Faciès astien du Pléistocène, 10. Cailloutis d'origine rhodanienne d'âge villafranchien, 11. sables et grès volcano-détritiques, 12. Calcaires coquillers et marnes pliocènes, 13. Calcaires et marnes jurassiques

Figure 11
Évolution du littoral du Languedoc autour de Montpellier au cours de l'Holocène.

caractérisés par une bipartition des enregistrements, avec des dépôts principalement organiques et localisés jusqu'au Subboréal, puis des remblaiements massifs presque exclusivement minéraux. Toutefois, seules les dynamiques des grands bassins versants étaient reconstituées, ce qui n'était pas toujours compatible avec les problématiques territorialisées des archéologues **[68]**. Il a donc semblé intéressant de travailler sur les colluvions de quatre vallons secs drainant des petits bassins-versants lœssiques du nord-ouest de l'Ile-de-France **[69]**. Comme dans les grandes vallées, leur remplissage est bipartite, constitué d'un luvisol cumulique recouvert par des colluvions à dominante minérale beige, entrecoupées parfois d'horizons brunifiés d'une quarantaine de centimètres d'épaisseur. Si les luvisols présents à la base de ces séquences présentent des traces d'occupations néolithiques (charbons, fragments de céramiques, traces de rubéfaction), leur fossilisation par des dépôts massifs de colluvions est toujours d'âge protohistorique (**fig. 12**).

[68] Wuscher *et al.* 2012
[69] https://www.researchgate.net/publication/285588081_Des_limons_loessiques_des_hommes_et_de_l'erosion_dans_le_nord-ouest_de_l'Ile-de-France_durant_l'Holocene_stratigraphie_datations_et_micromorphologie_a_Guitrancourt_Yvelines

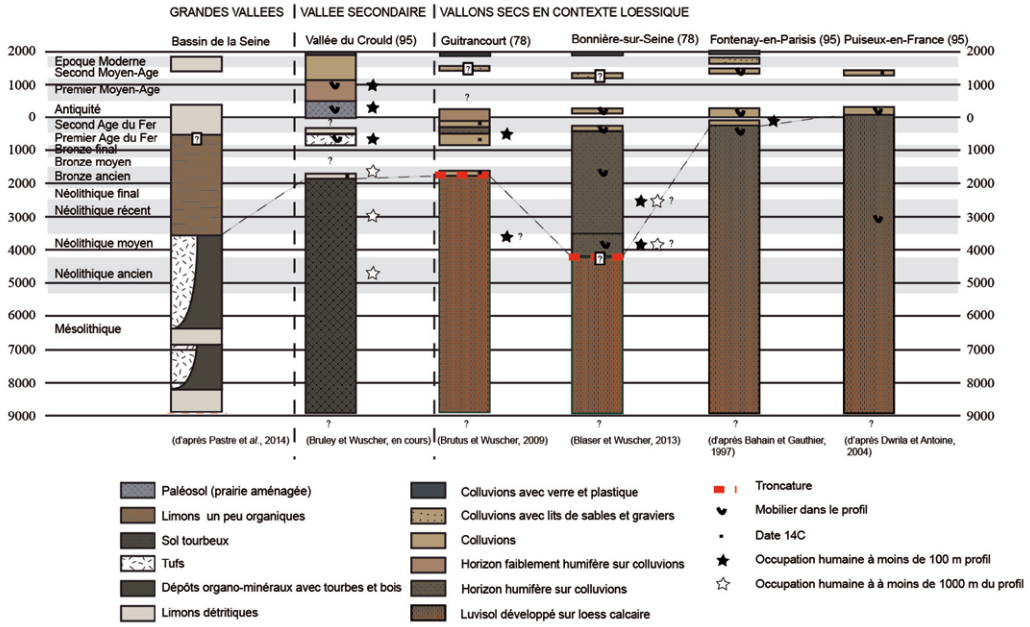


Figure 12

Proposition de corrélation des remplissages holocènes de vallons-secs en contexte loessique avec le profil sédimentaire synthétique du bassin de la Seine et avec le log synthétique d'une séquence de la vallée secondaire du Crould (95).

Si la Protohistoire semble marquer une rupture dans le fonctionnement des bassins versants [70], l'extension et l'ampleur des terrassements soumis aux travaux d'archéologie préventive, comme par exemple les travaux du contournement ouest de Strasbourg ou l'extension de la zone commerciale de Lampertheim au nord de Strasbourg, montrent que les remaniements contemporains sont absolument sans commune mesure avec les expressions sédimentaires protohistoriques et historiques. Leur quantification systématique apporterait des données locales complémentaires aux travaux en cours sur les faciès, les marqueurs géochimiques et les bilans sédimentaires de l'Anthropocène à partir du milieu du XXe siècle [71].

CONCLUSION

La démarche présentée ici, qui associe géomorphologues et archéologues, a connu un essor majeur grâce au développement de l'archéologie préventive à partir du milieu des années 1980. Elle combine la réalisation de modèles de localisation et de conservation des sites, à partir de travaux de terrain et d'études documentaires, et les diagnostics archéologiques. Ancrée localement, adaptée au contexte topographique et géologique, elle concerne tous les acteurs de l'archéologie préventive hexagonale. Les exemples du Paléolithique aux périodes historiques présentés ici montrent qu'elle constitue à ce jour une méthode particulièrement adaptée pour trouver les sites archéologiques menacés par les travaux d'aménagement du territoire. Ces exemples illustrent également la possibilité d'écrire une géohistoire à partir de matériaux dont la collecte est imposée par une nécessité patrimoniale : sauver les sites archéologiques menacés par les travaux d'aménagement du territoire. Au final, « les disciplines des sciences de la terre sont, à part entière, des outils d'investigation du patrimoine archéologique » [72].

Si la démarche a jusqu'à présent surtout été appliquée avec succès à la sauvegarde et à l'étude des sites de la Préhistoire ancienne, elle ne l'est pas encore de façon uniforme sur l'ensemble du territoire. Elle gagnerait ainsi à être mise en œuvre plus systématiquement et mieux prise en compte lors des prescriptions, pour trouver les sites encore peu documentés,

[70] Voir par exemple Allée & Lespez 2006.
[71] Voir par exemple Waters *et al.* 2018.
[72] Krier 1994.

comme par exemple les sites néolithiques, protohistoriques ou historiques stratifiés en fonds de vallées, notamment dans les vallées montagnardes ou dans les zones littorales. Il conviendrait également de mieux prendre en compte l'évolution récente des milieux et surtout la mécanisation des campagnes pour guider les diagnostics, mais aussi pour interpréter les résultats. Par ailleurs, une meilleure intégration des recherches géomorphologiques et géoarchéologiques dans les travaux archéologiques est souhaitable. L'organisation de séminaires régionaux réguliers associant chercheurs et acteurs du préventif serait une des façons d'y arriver, en parallèle des rencontres nationales et internationales déjà existantes. Le développement des outils géophysiques sur les fouilles archéologiques est également une piste prometteuse, si ces travaux intègrent les données pédologiques et sédimentaires collectées par les géoarchéologues **[73]**. Enfin, pour participer aux réflexions des communautés de chercheurs et pour développer des problématiques régionales, il ne faut pas oublier la nécessité de moyens humains suffisants et constants, pas toujours compatibles avec les tensions économiques d'une discipline minée par la mise en concurrence des différents opérateurs de l'archéologie préventive. ■

[73] Voir par exemple Vella *et al.* 2013.

BIBLIOGRAPHIE

Allee, Philippe, Boumediene, Farid, Conte, Patrice, Diot, Marie-Françoise, Lehericy, Muriel, Petit, Florent & Valada, Bernard, 2006, « Des archives sédimentaires aux dynamiques holocènes, l'exemple de deux études géoarchéologiques en Limousin », dans Philippe Allée & Laurent Lespez (dir.), *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement, Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand 25-26-27 mars 2004*, Clermont-Ferrand, p. 263-270.

Allee, Philippe, Diot, Marie-Françoise, Reynet, Jean-Michel & Valadas, Bernard, 1997, « Trois mille ans d'enregistrement sédimentaire dans les fonds de vallons du Limousin », *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*, Sophia Antipolis, p. 365-387.

Allee, Philippe & Lespez, Laurent, 2006, « De l'océanique au méditerranéen, la disparité des réponses morphosédimentaires holocènes, dans les massifs anciens européens », dans Philippe Allée & Laurent Lespez (dir.), *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement, Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand 25-26-27 mars 2004*, Clermont-Ferrand, p. 203-214.

Antoine, Philippe, Bahain, Jean-Jacques, Auguste, Philippe, Fagnard, Jean-Pierre, Limondin-Lozouet, Nicole & Locht, Jean-Luc, 2011, « Quaternaire et préhistoire dans la vallée de la Somme : 150 ans d'histoire commune », dans Arnaud Hurel & Noël Coye (dir.), *Dans l'épaisseur du temps. Archéologues et géologues inventent la préhistoire*, Paris, p. 341-381.

Auxiette, Ginette & Dubouloz, Jérôme, 2009, « Héritages d'une expérience trentenaire d'archéologie préventive dans la vallée de l'Aisne », dans Jean-Paul Demoule & Christian Landes (dir.), *La fabrique de l'archéologie en France*, Paris, p. 147-162.

Bertran, Pascal, Sitzia, Luca, Banks, William E., Bateman, Mark D., Demars, Pierre-Yves, Hernandez, Marion, Lenoir, Michel, Mercier, Norbert & Prodeo, Frédéric, 2013, « The Landes de Gascogne (southwest France): periglacial desert and cultural frontier during the Palaeolithic », *Journal of Archaeological Science*, 40/5, p. 2274-2285.

Blondeau, Cécile, 2018, *Oberhergheim (Haut-Rhin) : « Oberfeld », rue de Rouffach*, rapport de diagnostic, Sélestat.

Blondeau, Cécile & Wuscher, Patrice, 2017, *Ruelisheim (Haut-Rhin) : lotissement « Les Jonquilles » : Une occupation Néolithique et Bronze ancien*, Sélestat.

Borderie, Quentin, Chamaux, Gabriel, Kreutzer, Sebastian & Ahmed-Delacroix, Eric Nelson, 2019, « Occupations humaines et chronstratigraphie du gisement pléistocène d'Illiers-Combray (Eure-et-Loir, France) : de nouveaux éléments pour le SIM 5b », *Bulletin de la Société Préhistorique Française* 116/1, p. 7-28.

Borderie, Quentin, Chamaux, Gabriel, Roussaffa, Hugo, Douard, Michel, Fencke, Emilie, Rodot, Marie-Angélique, Perrichon, Pierre & Selles, Hervé, 2017, « La couverture loessique d'Eure-et-Loir (France) : potentiel pédo-sédimentaire et organisation spatiale ; objectifs, méthodes et premiers résultats du programme QuOrEL », *Quaternaire* 28/3, p. 389-400.

Bravard, Jean-Paul, Burnouf, Joëlle & Verot, Agnès, 1989, « Géomorphologie et archéologie dans la région lyonnaise : questions et réponses d'un dialogue interdisciplinaire », *Bulletin de la Société préhistorique française* 86/10, p. 429-440.

Bruxelles, Laurent, 2010, « Diagnostic archéologique et géomorphologie en Midi-Pyrénées : réflexions méthodologiques concernant la recherche de vestiges paléolithiques », dans Pascal Depaepe & Frédéric Séara (éd.), *Le diagnostic des sites paléolithiques et mésolithiques, actes du séminaire des 5 et 6 décembre 2006*, Paris, p. 88-95.

Bruxelles, Laurent, 2012, « De la contribution à la synergie : une décennie de relations archéologues-géomorphologues à l'Inrap », *Archéopages* Hors série 3, p. 21-25.
Bruxelles, Laurent, Berthet, Anne-Laure, Chalard, Pierre, Colonge, David, Delfour, Géraldine, Jarry, Marc, Lelouvier, Laure-Amélie, Arnoux, Thomas & Onezime, Olivier, 2003, « Le paléolithique inférieur et moyen en Midi toulousain : nouvelles données et perspectives de l'archéologie préventive », *Paléo* 15, p. 7-28.
Bruxelles, Laurent & Jarry, Marc, 2011, « Climatic conditions, settlement patterns and cultures in the Paleolithic: The example of the Garonne Valley (southwest France) », *Journal of Human Evolution* 61/5, p. 538-548.
Castanet, Cyril, 2008, *La Loire en val d'Orléans : dynamiques fluviales et socio-environnementales durant les derniers 30 000 ans : de l'hydrosystème à l'anthroposystème*, thèse de doctorat, Paris.
Chausse, Christine, 2003, *Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne, approche géométrique et chronostratigraphique et l'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy*, thèse de doctorat, Lille.
Cloots, Anne-Rose, Maire, Gérard, Schneider, Charles, Carado, Annick & Tricart, Jean, 1973, *Carte géomorphologique détaillée de la France 1:50, 000. XXXVIII-16, Strasbourg*, Paris.
Collart, Jean-Luc, 2012, « L'archéologie préventive en France : le cadre réglementaire et son application », *Development-led Archaeology in Northwest Europe, Proceedings of a Round Table at the University of Leicester 19th-21st November 2009,* Leicester, p. 56-99.
Colonge, David, Arnoux, Thomas, Bruxelles, Laurent, Chevreuse, Fabrice, D'Aggostino, Antonio, Jamois, Marie-Hélène & Onezime, Olivier, 2004, *Aérodrome de Brive - Souillac communes de Nespouls (Corrèze, Limousin) Cressensac (Lot, Midi-Pyrénées)*, Rapport final d'opérations de sondages de diagnostic et évaluations, Rapport de diagnostic, Pessac.
Confalonieri, Joël & Le Jeune, Yann, 2012, « Le site mésolithique de la Haute-Ile à Neuilly-sur-Marne (Seine-Saint-Denis) : premiers résultats », dans Boris Valentin, Bénédicte Souffi, Ducrocq Thierry (éd.), *Palethnographie du Mésolithique. Recherches sur les habitats de plein air entre Loire et Neckar Actes de la table ronde de Paris, 26 et 27 novembre 2010*, p. 51-67.
Croutsch, Christophe, 2019, *Eckwersheim « Lotissement auf die Niedermatten »*, Rapport de diagnostic, Sélestat.
Daugas, Jean-Pierre & Bonin, Thierry (éd.), 2006, *Le diagnostic archéologique en milieu rural, actes du séminaire de Glux-en-Glenne 25-27 octobre 2005*, Paris.
Daveau, Isabelle, 2007, *Port Ariane : Occupations et utilisation d'une zone humide lors des six derniers millénaires à Lattes (Hérault)*, Lattes.
Depaepe, Pascal & Seara, Frédéric (éd.), 2010, *Le diagnostic des sites paléolithiques et mésolithiques, actes du séminaire des 5 et 6 décembre 2006*, Paris.
Deschodt, Laurent, 2010, « L'exemple d'une campagne de sondages géologiques préalables au diagnostic archéologique », dans Pascal Depaepe & Frédéric Séara (éd.), *Le diagnostic des sites paléolithiques et mésolithiques, actes du séminaire des 5 et 6 décembre 2006*, Paris, p. 8-12.
Deschodt, Laurent, 2014, *Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut*, thèse de doctorat, Paris.
Duboulloz, Jérôme, 2003, « L'évaluation des méthodes de diagnostic : simulations sur des sites de l'Aisne », *Les Nouvelles de l'Archéologie* 91, p. 46-50.
Ducrocq, Thierry, 2010, « La détection des sites mésolithiques dans le nord de la France », dans Pascal Depaepe & Frédéric Séara (éd.), *Le diagnostic des sites paléolithiques et mésolithiques, actes du séminaire des 5 et 6 décembre 2006*, Paris, p. 30-34.
Elsass, Philippe, Huggenberger, Peter & Wirsing, Gunther, 2006, *Structure hydrogéologique et caractéristiques hydrauliques, INTERREG III A : MoNit « Modélisation de la pollution des eaux souterraines par les nitrates dans la vallée du Rhin Supérieur »*, Karlsruhe.
Ertlen, Damien, Gebhardt, Anne, Schneider, Nathalie, Durand, Frédérique, Thomas, Yohann, Michler, Matthieu, Schneikert, François, Boës, Eric & Schwartz, Dominique, 2012, « Anthropisation et érosion agraire dans un paysage lœssique (Bas-Rhin, France) », dans Frédéric Bertoncello & Frank Braemer (dir.), *Variabilités environnementales, mutations sociales. Nature, intensités, échelles et temporalités des changements, XXXIIe rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes*, Antibes, p. 85-92.
Forrer, Robert, 1925, *Les éléphants, hippopotames et l'homme de l'Alsace quaternaire: étude de géographie paléolithique régionale*, Colmar.
Guilhot, Jean-Olivier, 2018, *Bilan sur la mise en place des commissions territoriales de la recherche archéologique (CTRA) et Rapports d'activité 2017 des CTRA*, Paris.
Hurel, Arnaud & Coye, Noël, 2011, *Dans l'épaisseur du temps. Archéologues et géologues inventent la préhistoire*, Paris.
Jung, Cécile, Jorda, Christophe, Rascalou, Pierre & Sendra, Benoît, 2017, *Céreirède Maera (Lattes, Hérault)*, Rapport de diagnostic, Nîmes.
Krier, Vincent, 1994, « Les disciplines des sciences de la terre et l'archéologie de sauvetage : leçons d'une expérience », *Les Nouvelles de l'Archéologie* 58, p. 43-44.
Krier, Vincent, 2004, *La plaine alluviale de l'Oise : milieu et système fluvial ; stratigraphie des formations alluviales et archéologie*, Saint-Ouen-l'Aumone.
Lebret, Patrick & Halbout, Hervé, 1991, *Le quaternaire dans le Val d'Oise*, Caen.
Locht, Jean-Luc, Sellier, Nathalie, Coutard, Sylvie, Antoine, Pierre & Feray, Philippe, 2010, « La détection de sites du Paléolithique ancien et moyen dans le nord de la France : approche particulière », dans Pascal Depaepe & Frédéric Séara (éd.), *Le diagnostic des sites paléolithiques et mésolithiques, actes du séminaire des 5 et 6 décembre 2006*, Paris, p. 49-57.
Malrain, François, 2008, « Silence au fond des vallées », *Constructions de l'archéologie*, Paris, p. 119-120.

Marmet, Eric, Best, Christine & Tabbagh, Alain, 2002, « Prospection systématique par sondages à la pelle mécanique : limites liées à la probabilité de découverte de sites archéologiques », *ArchéoSciences, revue d'Archéométrie* 26/1, p. 11-21.
Marsac, Romain, Ard, Vincent, Bolo, Aurélien, Duschesnes, Sylvie, Fabre, Magali, Farge, Antoine, Forest, Vianney, Gandelin, Muriel, Gleize, Yves, Hamon, Caroline, Jorda, Christophe, Laurent, Amélie, Lea, Vanessa, Martin, Sophie, Mens, Emmanuel, Vinolas, Frédéric & Wattez, Julia, 2019, *Ligne Grande Vitesse Contournement de Nîmes et Montpellier, Secteur 3 (Lattes, Hérault), La Céreirède-Rauze Basse. Un monument funéraire du Chasséen récent*, Rapport Final d'Opération (fouille préventive), Montpellier.
Moine, Olivier, Wuscher, Patrice, Krauss, Lydia, Taylor, Samuel, Villa, Valentina & Zens, Jörg, 2017, « Séries loessiques, préhistoire et variabilité environnementale millénaire des deux dernières périodes glaciaires à Achenheim », *Le Quaternaire du Rhin supérieur, France, Allemagne et Suisse. Livret-guide de l'excursion Afeq CNF-INQUA 17-19 mai 2017*, Sélestat, p. 33-39.
Mordant, Daniel, 1994, « L'archéologie en gravières vue à travers l'exemple de la Bassée », *Les Nouvelles de l'Archéologie* 58, p. 36-40.
Ott Matthieu & Tarrou Liliane, 2013, *Doublement de l'autoroute A9, contournement de Montpellier, secteur 2 (Lattes, Hérault)*, Rapport de diagnostic.
Pastre Jean-François, 1994, « Les recherches géomorphologiques et paléo-environnementales liées à l'archéologie de sauvetage : quelques vues d'ensemble », *Les Nouvelles de l'Archéologie* 58, p. 41-42.
Pastre, Jean-François, Leroyer, Chantal, Limondin-Lozouet, Nicole, Antoine, Pierre, Chausse, Christine, Gauthier, Agnès, Granai, Salomé, Le Jeune, Yann & Wuscher, Patrice, 2014, « L'Holocène du Bassin parisien (France), apports de l'étude géoécologique et géoarchéologique des fonds de vallées », dans Nathalie Carcaud & Gilles Arnaud-Fassetta (dir.), *La géoarchéologie française au XXIe siècle*, Paris.
Pezin, Annie, 2014, *Amélie-les-Bains, Camp de las Basses, entre fleuve et versant, de l'âge du Bronze à l'Antiquité*, rapport de fouille préventive, Nîmes.
Pezin, Annie & Wuscher, Patrice, 2005, *Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales), Camps de las Basses : occupations humaines de l'âge du Bronze à l'époque moderne, entre fleuve et versant, en moyenne vallée du Tech*, Rapport de diagnostic, Montpellier.
Pierrevelcin, Gilles, Bonnaire, Emmanuelle, Higelin, Mathias, Leprovost, Céline, Pascutto, Émilie, Putelat, Olivier, Roth-Zehner, Muriel & Wuscher, Patrice, 2016, *Ensisheim (68), Reguisheimer Feld/RD201 tranche 2 : Un nouvel habitat de La Tène finale à Ensisheim « Reguisheimer Feld »*, rapport de fouille préventive, Sélestat.
Pomerol, Charles, Bricon, Claude & Guernet, Claude, 1969, *Carte géologique détaillée de la France, Étampes*, Orléans.
Rascalou, Pierre & Bel, Valérie, 2013, *Ligne Grande Vitesse Contournement de Nîmes et Montpellier, Secteur 3 (Lattes, Hérault)*, Rapport de diagnostic, Nîmes.
Raux, André, Bel, Valérie, Jorda, Christophe & Sejalon, Pierre, 2013, *Doublement de l'autoroute A9, contournement de Montpellier, secteur 3 (Lattes, Hérault)*, Rapport de diagnostic, Nîmes.
Roth-Zehner, Muriel, Bachellerie, François & Wuscher, Patrice, 2016, *Ensisheim (68) : « Reguisheimer Feld », ZAID de Ensisheim/Réguisheim [tranche 3]*, rapport de diagnostic, Sélestat.
Roth-Zehner, Muriel, Delloul, Marion, Griselin, Sylvain, Leprovost, Céline, Rault, Estelle & Wuscher, Patrice, 2019, *Ensisheim, Haut-Rhin, ZAID de Ensisheim / Réguisheim : Tranche 4, Reguisheimer Feld*, rapport de diagnostic, Sélestat.
Schneider, Nathalie & Ertlen, Damien, 2017, *Géoarchéologie, des Vosges au Kochersberg : les données de diagnostic et de fouilles de la Ligne à Grande Vitesse Est Européenne (LGVEE). Rapport annuel du projet « Empreintes de l'Homme dans l'Environnement, entre Vosges et Rhin »*, Strasbourg.
Schneider, Nathalie, Ertlen, Damien, Durand, Frédérique, Nocus, Noémie, Gebhardt, Anne, Thomas, Yohann, Michler, Matthieu, Schneikert, François & Boës, Éric, 2014, « Diagnostic LGV Est Européenne en Alsace (France). Suivi géoarchéologique et études paléoenvironnementales : les clés de lecture du paysage », dans Nathalie Carcaud & Gilles Arnaud-Fassetta (dir.), *La géoarchéologie française au XXIe siècle*, Paris, p. 35-45.
Schneikert, François, 2017, *Contournement Ouest de Strasbourg, Tronçon 2. Achenheim, Breuschwickersheim, Ernolsheim-sur-Bruche, Ittenheim, Kolbsheim, Osthoffen (Bas-Rhin) : A355*, rapport de diagnostic, Sélestat.
Schneikert, François & Wuscher, Patrice, 2016, *Pulversheim (68) : « Ochsenweidle », rue de Cernay / rue de Mulhouse*, rapport de diagnostic, Sélestat.
Souffi, Bénédicte, Blaser, Frédéric, Valentin, Boris, 2009, *Paléolithique et Mésolithique en régions Centre et Ile-de-France : modalités d'implantation et de conservation des sites*, rapport de projet d'activité scientifique (PAS), INRAP.
Megnien, François, 1987, *Carte géologique de la France à 1:50 000, Corbeil-Essonnes*, Orléans.
Vacchi, Matteo, Marriner, Nick, Morhange, Christophe, Spada, Giorgio, Fontana, Alessandro & Rovere, Alessio, 2016, « Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal », *Earth-Science Reviews* 155, p. 172-197.
Vella, Marc-Antoine, Ghilardi, Matthieu, Diouf Ousmane, Parisot, Jean-Claude, Hermitte, Daniel, Provansal, Mireille, Fleury, Jules, Dussouillez, Philippe, Delanghe-Sabatier, Doriane, Demory, François, Quesnel, Yoann, Hartmann-Virnich, Andreas, Delpey, Yhann, Berthelot, Michel, Bicket, Andrew, 2013, « Géoarchéologie du Rhône dans le secteur du pont Saint-Bénézet (Avignon, Provence, France) au cours de la seconde moitié du deuxième millénaire apr. J.-C. : étude croisée de géographie historique et des paléoenvironnements », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 19/3, p. 287-310.
Vogt, Henri, 1992, *Le relief en Alsace : étude géomorphologique du rebord sud-occidental du Fossé rhénan*, Strasbourg.
Waters, Colin N., Fairchild, Ian J., McCarthy, Francine M. G., Turney, Chris S. M., Zalasiewicz, Jan & Williams, Mark, 2018, « How to date natural archives of the Anthropocene », *Geology Today* 34/5, p. 182-187.

Wuscher, Patrice, Bachellerie, François, Koehler, Héloïse, Diemer, Simon, Griselin, Sylvain, Goudissard, Simon, Feliu, Clément, Schneider, Nathalie, Pracht, Axel, Fabre, Magali, Moine, Olivier, Claud, Emilie, Salomon, Ferréol, Rambeau, Claire, Schmitt, Laurent, Seveque, Noémie, Preusser, Frank, Antoine, Pierre, Rinterknecht, Vincent, Villa, Valentina, Rixhon, Gilles, Boës, Eric, Basoge, Florian & Schwartz, Dominique, 2019, *Le Paléolithique et le Mésolithique de la Plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes : reprise des données existantes, pistes pour détecter les sites et approches territoriales. Bilan de l'année 2018*, Strasbourg.

Wuscher, Patrice, Blaser, Frédéric, Blaser, Romana, Rouppert, Vanessa, Granchon, Philippe, Jobic, Françoise, Bayle, Grégory, Delattre, Valérie, Du Bouëtiez de Kerorguen, Emmanuelle & Leconte, Luc, 2013, *Le Thillay « les Grands Champs » (Ile-de-France, Val-d'Oise)*, Rapport de diagnostic, La Courneuve.

Wuscher Patrice, Blaser Romana, Cammas Cécilia, Durand Juliette, Glisoni Steve, Saron Emmanuelle & Pastre Jean-François, 2012, « Des plateaux, des limons et des hommes : état des connaissances et questions sur les sols et l'érosion tardiglaciaires et holocènes en Ile-de-France », *Revue Archéologique d'Ile-de-France* 5, p. 5-28.

Wuscher, Patrice, Diemer, Simon, Koehler, Héloïse, Bachellerie, François, Griselin, Sylvain, Goudissard, Simon, Schneider, Nathalie, Seveque, Noémie, Basoge, Florian, Preusser, Frank, Moine, Olivier, Boës, Eric, Pracht, Axel, Detrey, Jean, Lefranc, Philippe, Ertlen, Damien & Affolter, Jehan, 2018, *Le Paléolithique et le Mésolithique de la Plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes : reprise des données existantes, pistes pour détecter les sites et approches territoriales. Bilan de l'année 2017*, rapport de Projet Collectif de Recherche, Strasbourg.

Wuscher, Patrice & Pezin, Annie, 2010, « Morphogenèse de la vallée du Tech à Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales) durant l'Holocène et évolution des versants jusqu'à la fin de l'âge du Bronze », *Quaternaire* 21/4, p. 345-356.

Annexe 15. Article *Revue Archéologique de Picardie*

DE L'ÎLE-DE-FRANCE À L'EUROPE DU NORD-OUEST
LES PEUPLEMENTS HUMAINS AVANT
LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE
BILAN, OBJECTIFS ET PERSPECTIVES DE LA RECHERCHE
MAE (NANTERRE), 15-16 OCTOBRE 2018

Sous la direction de
Frédéric BLASER, Hélène DJEMA
Jean-Luc LOCHT & Christine CHAUSSÉ



N° 36 SPÉCIAL 2021

REVUE ARCHÉOLOGIQUE
DE PICARDIE

Sommaire

REVUE ARCHÉOLOGIQUE DE PICARDIE. NUMÉRO SPÉCIAL 36 - 2021

DIRECTEUR DE LA PUBLICATION
Daniel PITON
rap.daniel.piton@orange.fr

ADRESSE ADMINISTRATIVE ET COMMERCIALE
47 rue du Châtel
F - 60 300 SENLIS
rap.daniel.piton@orange.fr
(questions d'ordre général)
rap.sanvoisin60@orange.fr
(commandes - trésorerie)

LA REVUE ARCHÉOLOGIQUE DE PICARDIE
est publiée avec le concours des Conseils départementaux de l'Aisne, de l'Oise et de la Somme, du Ministère de la Culture (Sous-direction de l'Archéologie & SRA des Hauts-de-France).

COMITÉ DE LECTURE
Alexandre AUDEBERT, Didier BAYARD, Tahar BENREDJEB, François BLARY, Françoise BOSTYN, Nathalie BUCHEZ, Benoît CLAVEL, Jean-Luc COLLART, Pascal DEPAEPE, Bruno DESACHY, Sophie DESENNE, Hélène DULAUROY-LYNCH Jean-Pierre FAGNART, Jean-Marc FÉMOLANT, Gérard FERCOQ DU LESLAY, Émilie GOVAL, Nathalie GRESSIER, Lamys HACHEM, Valérie KOZLOWSKI , Vincent LEGROS, Jean-Luc LOCHT, Noël MAHÉO, François MALRAIN, Claire PICHARD, Estelle PINARD, Daniel PITON, Marc TALON

LA COUVERTURE
- Coupe de Montereau-sur-le-Jard MSJ1 (L. PETIT, Inrap).
- Biface de Tigery (L. PETIT, Inrap).
- Amas de Houdant (S. CLÉMENT, Inrap)
- Mammouth de Changis-sur-Marne (F. BLASER, Inrap).

- IMPRIMERIE : GRAPHIUS - GEERS OFFSET EEKHOUTDRIESSTRAAT 67 - B-9041 GAND

SITE INTERNET
http://www.revue-archeologique-picardie.fr

5 • *In mémoriam Patrice Rodriguez* par le comité scientifique

13 • *Avant-Propos* par Stéphane DESCHAMPS

15 *Introduction* par Frédéric BLASER, Hélène DJEMA, Jean-Luc LOCHT & Christine CHAUSSÉ.

DÉTECTER LES SITES PALÉOLITHIQUES EN ARCHÉOLOGIE PRÉVENTIVE

19 • *À la recherche des sites de la Préhistoire ancienne en archéologie préventive. Procédures, enjeux et état des lieux de 20 ans de prescriptions archéologique en Hauts-de-France et en Île-de-France (1998-2018)* par Émilie GOVAL, Luc VALLIN, Hélène DJEMA & Jean-Marc GOUÉDO.

49 • *Comment l'archéologie préventive a-t-elle contribué au renouvellement de la perception du Paléolithique dans le Nord de la France ?* par Jean-Luc LOCHT, Sylvie COUTARD, David Hérisson, Émilie GOVAL, Clément PARIS & Pierre ANTOINE.

77 • *L'apport des services de collectivité à la détection et à la connaissance des occupations paléolithiques : l'exemple du service départemental d'archéologie du Val-d'Oise (SDAVO)* par Patrice RODRIGUEZ & Hélène DJEMA.

89 • *L'apport des associations de bénévoles dans la détection des sites archéologiques, l'exemple des industries à petits bifaces* par Jean-Michel PORTIER.

DONNÉES RÉCENTES SUR LE PALÉOLITHIQUE ANTÉRIEURES AU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE EN ÎLE-DE-FRANCE

97 • *Données quaternaires franciliennes antérieures au dernier maximum glaciaire : éléments de synthèse issus de deux décennies de recherche en archéologie préventive* par Christine CHAUSSÉ, Céline COUSSOT, Patrice WUSCHER *et al.*

127 • *Les gisements à grands mammifères avant le Dernier Maximum Glaciaire en Île-de-France et en Centre Val-de-Loire : inventaire, apports des anciennes collections et des nouvelles données* par Grégory BAYLE.

149 • *Peuplements et territoires paléolithiques avant le Dernier Maximum Glaciaire : retour sur 10 années d'activités dans le cadre de l'archéologie préventive francilienne* par Frédéric Blaser, Sophie Clément, Hélène Djema, Jean-Luc Locht, Christine Chaussé, Céline Coussot *et al.*

199 • *Caractériser un site dès le diagnostic : spécificités de la Préhistoire Ancienne. Exemple du site de « Pont Cailloux » à Thiverval-Grignon (78)* par Sophie Clément & Céline Coussot.

213 • *Les derniers quarante-milles ans du Paléolithique moyen en Île-de-France (80-40 ka) : lacunes et nouvelles perspectives au voisinage des affleurements de sables stampiens* par Mathieu Leroyer avec la collaboration de Pierre Bodu, Henri-Georges Naton, Frédéric Blaser, Grégory Debout, Yann Lejeune, Hélène Salomon, Jessica Lacarrière & Isabelle Théry-Parisot.

LES MODALITÉS DE PEUPLEMENT DU NORD DE LA FRANCE AVANT LE MAXIMUM GLACIAIRE

245 • *Les particularités morphostratigraphiques des plaines du nord de la France. Implications sur la préservation et la détection des sites paléolithiques antérieures au dernier maximum glaciaire.* par Laurent Deschodt.

259 • *Le Pléistocène de la région Centre Val-de-Loire : données anciennes et données récentes issues de l'archéologie préventive* par Jackie Despriée, Quentin Borderie, Céline Coussot, Philippe Gardère & Morgane Liard.

285 • *Occupation du territoire aux marges méridionales du Bassin parisien durant le Paléolithique moyen et le Paléolithique supérieur ancien : nouvelles données* par Philippe Gardère, Fiona Kildéa & Nasser Djemmali.

305 • *Du nouveau à l'Est : les recherches récentes sur le Paléolithique en Alsace menées dans le cadre du PCR PaléoEls* par Patrice Wuscher, François Bachellerie, Simon Diemer, Héloïse Koehler, Sylvain Griselin, Simon Goudissard, Magali Fabre, Axel Pracht, Nathalie Scheider, Éric Boës & Olivier Moine.

321 • *La recherche sur les périodes paléolithiques antérieures au Dernier Maximum Glaciaire en archéologie préventive. Bilan, objectifs et perspectives* par Frédéric Blaser, Jean-Luc Locht, Hélène Djema & Christine Chaussé.

RAP - n° spécial 36 - 2021 - Patrice WUSCHER *et al.* : *Du nouveau à l'Est : les recherches récentes sur le Paléolithique en Alsace menées dans le cadre du PCR Paleoels.*

DU NOUVEAU À L'EST : LES RECHERCHES RÉCENTES SUR LE PALÉOLITHIQUE EN ALSACE MENÉES DANS LE CADRE DU PCR PALEOELS

Patrice WUSCHER, François BACHELLERIE, Simon DIEMER, Héloïse KOEHLER, Sylvain GRISELIN, Simon GOUDISSARD, Magali FABRE, Axel PRACHT, Nathalie SCHNEIDER, Éric BOËS, & Olivier MOINE

INTRODUCTION

Hormis dans le sud-ouest et le bassin de Paris, la richesse des témoins archéologiques menacés par les travaux d'aménagements du territoire et les possibilités d'approches extensives par l'archéologie préventive n'ont été prises en compte que récemment. L'Alsace n'échappe pas à ce constat, et malgré l'existence de quelques sites de référence intensément étudiés depuis le début du XIXe siècle (Achenheim et Oberlarg par exemple), la recherche sur la Préhistoire ancienne s'y est peu développée ces dernières décennies, principalement en raison du peu d'acteurs locaux investis sur la thématique. Les vestiges paléolithiques ont longtemps été jugés trop rares, par manque de matière première de qualité, ou trop difficiles à détecter à cause des épaisses couvertures sédimentaires. Les recherches menées récemment dans le cadre de prospections thématiques et de fouilles programmées (Mutzig et Wolschwiller) et la découverte fortuite d'un site magdalénien lors d'une fouille d'archéologie préventive néolithique (Morschwiller-le-Bas) ont motivé la création à partir de 2015 du projet collectif de recherches intitulé « Le Paléolithique et le Mésolithique de la plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes » (PaleoEls) et visant à établir un état des connaissances des indices archéologiques et des formations superficielles pléistocènes de la région. Largement inspiré des travaux menés dans le bassin de Paris (*cf. infra*), ce projet offre l'opportunité de discuter la localisation des indices archéologiques à partir d'approches historiographiques et géomorphologiques. L'élaboration de premiers modèles de localisation et de conservation des indices a également permis la découverte de plusieurs nouveaux sites paléolithiques lors de diagnostics archéologiques.

HISTORIQUES DES RECHERCHES

En 2015, la carte archéologique nationale (Patriarche) recensait de nombreux indices attribuables au Paléolithique en Alsace. En effet, dès le début du XXe siècle, des pionniers en matière d'archéologie (Wernert 1957, Schumacher 1914, Franc de Ferrière 1937, Forrer 1925) ont mené des observations lors de travaux d'aménagement, comme les carrières et les gravières, les chemins de fer, etc... Ces premières observations, de qualité inégale, ont mis en évidence le potentiel stratigraphique alsacien et ont mis au jour des sites archéologiques. Toutefois l'ancienneté de ces découvertes, quand elles ne sont pas tombées dans l'oubli, implique souvent des contextes topographiques, stratigraphiques et chronologiques mal contraints, ce qui les rend difficilement exploitables en l'absence d'une expertise nouvelle du matériel et des données. Plus récemment, dans les années 80-90, ces travaux ont été poursuivis en marge de la plaine du Rhin par André Thévenin et Jean Sainty. Ces derniers ont notamment permis la découverte des gisements d'Oberlarg dans le Jura alsacien (Sainty & Thévenin 1980) et de Mutzig, qui reste aujourd'hui la découverte la plus spectaculaire de ces premières heures de l'archéologie préventive (Sainty 1992).

Les études géomorphologiques menées depuis les années 1970 et 1980, fournissent quant à elles un premier aperçu d'ensemble des formations quaternaires d'Alsace, des versants aux formations fluviatiles en passant par les lœss, dans la géométrie complexe du rift rhénan (Voght 1992, Tricart *et al*. 1970, Blanck & Wacquant 1971, Cloots *et al*. 1973, Franc de Ferrière 1937, Maire 1967, Théobald 1955). Néanmoins, si la documentation géomorphologique peut paraître riche, elle n'en reste pas moins très hétérogène, ce qui peut s'expliquer par l'histoire des méthodes d'investigation, la terminologie et/ou la langue employées par les différents intervenants. Cela est lié aussi à l'intérêt des chercheurs et à l'accès aux gisements. Plus d'une vingtaine d'articles sont par exemple consacrés aux lœssières d'Achenheim, alors que celle d'Eguisheim n'a fait l'objet que d'une seule étude sérieuse (Blanck & Wacquant 1971). De nombreuses autres lœssières, sablières et gravières, n'ont quant à elle eu droit qu'à une rapide description stratigraphique accompagnée d'une chronologie relative interprétée dans le meilleur des cas (Franc de Ferrière 1937, Mazenot 1963). Du fait de l'ancienneté de ces travaux, très peu de datations absolues sont disponibles et il est donc difficile d'avoir une vision claire et synthétique de

RAP - n° spécial 36 - 2021 - *De l'Île-de-France à l'Europe du Nord-Ouest : les peuplements humains avant le dernier maximum glaciaire, bilan, objectifs et perspectives de la recherche.*

la dynamique de mise en place des différents corps sédimentaires déposés au cours du Quaternaire en Alsace.

Mises en perspective avec cette abondante littérature, plusieurs découvertes récentes réalisées dans le cadre de l'archéologie préventive ouvrent d'intéressantes pistes de recherches. Le site paléolithique supérieur récemment fouillé à Morschwiller-le-Bas en constitue une bonne illustration (Koehler *et al*. 2016). Préservé dans un vallon-sec et enfoui à seulement 1,5 m de profondeur, il présente un très bon degré de préservation (présence de foyers). En outre, dans l'encaissant du vallon-sec, des paléosols du Pléistocène supérieur et/ou du Pléistocène moyen ont été mis en évidence à partir de 1,5 m de profondeur. Par ailleurs, plusieurs ossements d'animaux ont été découverts ces dernières années autour d'un mètre de profondeur lors de diagnostics (restes osseux de chevaux dans les lœss à Carspach, Schweighouse-sur-Thann et Obersachaeffolsheim, dent de mammouth dans les alluvions de la Zorn à Bernolsheim) ou de fouilles préventives (crâne d'auroch avec traces de fracture sur os frais dans des colluvions de lœss à Merxheim, bois de rennes à Schwindratzheim, Wuscher *et al*. 2016). Ces découvertes plaident en faveur d'une bonne préservation de niveaux paléolithiques bien conservés et parfois peu enfouis, constat que Robert Forrer avait déjà émis au début du XXe siècle : « *On voit donc qu'aussi chez nous des objets quaternaires peuvent se présenter par hasard presqu'à fleur de terre* » (Forrer 1925, p. 42).

PROBLÉMATIQUES ET DÉMARCHE

L'Alsace semble donc présenter un fort potentiel en termes de reconstitution des environnements et des stratégies d'occupation des milieux par les sociétés du Paléolithique et du Mésolithique. Mais ces découvertes restent des points isolés et il paraît encore difficile de dégager une vision d'ensemble des données récoltées dans le passé.

Pour tenter de dégager une vision chrono-environnementale, comportementale, culturelle et territoriale dans la plaine d'Alsace durant le Paléolithique, il faut donc mieux comprendre les données et sites archéologiques connus. Le PCR PaleoEls s'est ainsi fixé plusieurs objectifs (Wuscher *et al*. 2016) :

- reprendre et discuter les indices de la carte archéologique nationale,
- compiler et critiquer les données et publications archéologiques et géomorphologiques disponibles,
- définir des grands ensembles morpho-stratigraphiques au sein de la plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes à partir de la littérature existante,
- réexaminer les collections et analyser les indices archéologiques par ensemble morpho-stratigraphique,
- élaborer des modèles de conservation et de localisation des sites archéologiques à l'échelle régionale,
- tester les modèles élaborés par les diagnostics archéologiques,
- affiner la chrono-stratigraphie des différents ensembles morpho-stratigraphiques par de nouveaux travaux de terrain.

CONSTITUTION D'UN CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

Du fait de sa structure géologique, l'Alsace est marquée par de très nombreuses failles, ce qui induit une forte compartimentation des formations superficielles (fig. 1). Par ailleurs, le degré de connaissances des formations quaternaires d'Alsace est très variable d'un endroit à l'autre. Quelques grandes lignes peuvent toutefois être esquissées. Les zones subsidentes sont caractérisées par des nappes alluviales superposées. Dans le sud de la région, autour de Mulhouse, les alluvions sont grossières et il est difficile d'identifier les nappes des différents cycles glaciaires. Plus au nord en revanche des intercalations fines plus ou moins organiques ont été mises en évidence. Leur contenu en faune et en restes végétaux témoigne de leur caractère interglaciaire, comme par exemple à Strasbourg (Geissert *et al*. 1976) ou à Bischwiller où Georges Roque a collecté pendant plus de 20 ans de nombreux restes osseux sur les dragueuses (Louguet 2005). De nouveaux carottages et des datations absolues sont cependant indispensables pour préciser les attributions chronologiques de ces différentes formations alluviales. Des terrasses alluviales rhénanes ou vosgiennes sont étagées sur les flancs du fossé rhénan supérieur. La nature du raccord entre zones de terrasses et zones d'empilement est difficile à appréhender du fait de la nature des matériaux et de la hauteur de la nappe phréatique (Menillet & Wuscher 2017). Les causes à l'origine de ces formations (géomorphologie, changements climatiques ou néotectonique) et leurs contributions respectives restent donc incertaines. Les cartes géologiques notent généralement quatre niveaux d'alluvions étagés dans les Vosges et sur leur bordure (Fv : hypothétique Pléistocène inférieur ; Fw : Pléistocène moyen médian ; Fx : Pléistocène moyen récent ; Fy : Pléistocène supérieur). Ces attributions sont parfois basées sur des arguments paléontologiques, mais dans la plupart des cas, elles reposent sur l'étagement et le degré d'altération des dépôts. Ce critère, qui tient autant aux conditions locales des pédogénèses qu'à l'ancienneté des matériaux, est cependant fort discutable (Menillet & Wuscher 2017). La nature et l'âge de la couverture lœssique, quand elle est présente, donnent des arguments plus solides, comme par exemple pour la terrasse de Schiltigheim à l'ouest de Strasbourg, attribuée au Saalien supérieur (Puissegur 1965) ou pour celle d'Erstein, au sud de Strasbourg, attribuée au Weichselien moyen (Mazenot 1963). Mais, seule la couverture lœssique des corps

RAP - n° spécial 36 - 2021 - Patrice WUSCHER *et al.* : *Du nouveau à l'Est : les recherches récentes sur le Paléolithique en Alsace menées dans le cadre du PCR Paleoels.*

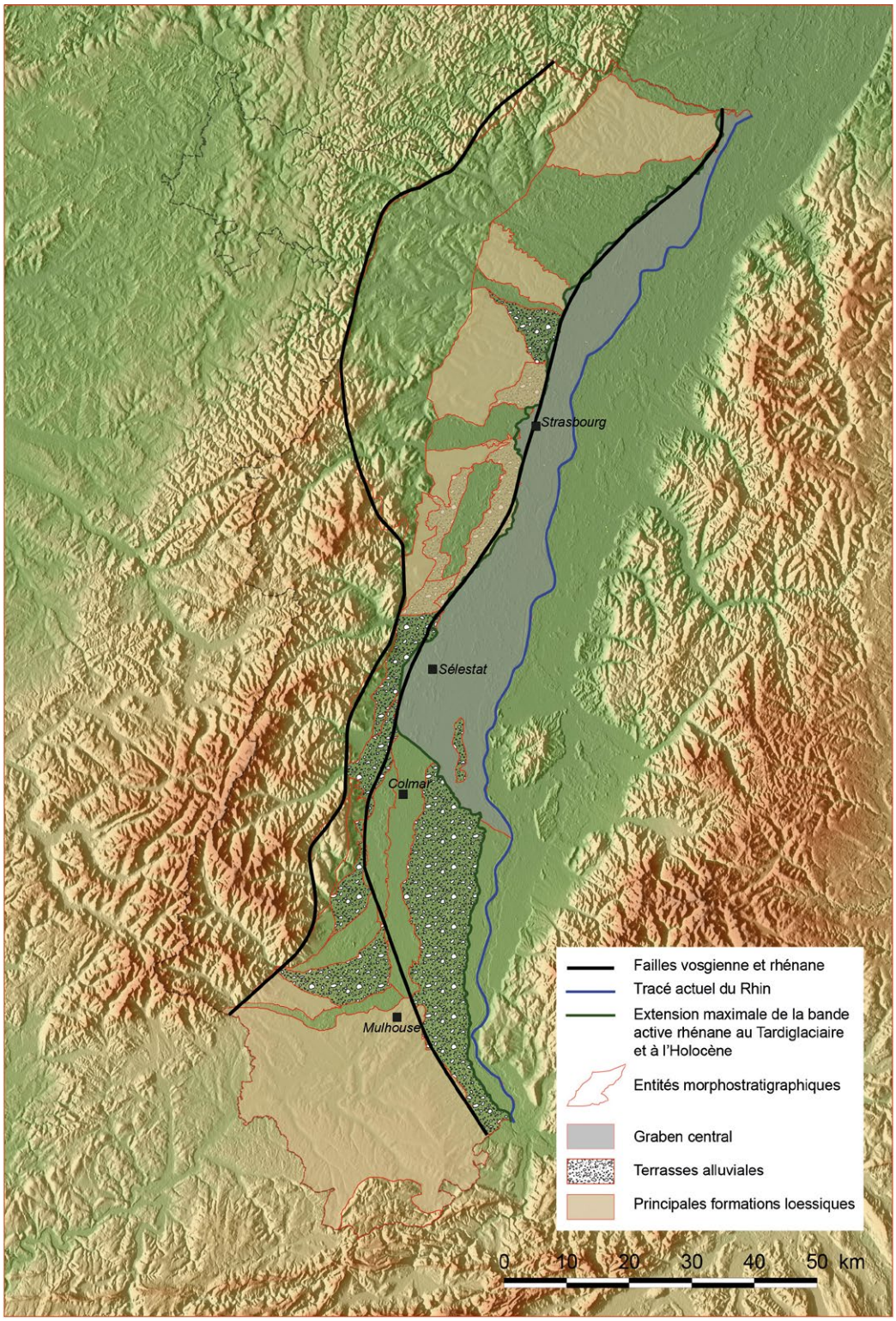


Fig. 1 - Principaux ensembles géomorphologiques d'Alsace (fond MNT SRTM Nasa, traitement Florian Basoge / archéologie Alsace).

RAP - n° spécial 36 - 2021 - *De l'Île-de-France à l'Europe du Nord-Ouest : les peuplements humains avant le dernier maximum glaciaire, bilan, objectifs et perspectives de la recherche.*

alluviaux du Pléistocène moyen (*Deckenschotter* récents ; Haute Terrasse) du bord oriental du Sundgau a fait l'objet de datations absolues fiables et précises avant les travaux du PCR PaleoEls (Rentzel *et al*. 2009). Celles réalisées plus tôt à Achenheim (Buraczynski & Butrym 1984 ; Rousseau *et al*. 1998) donnent au plus un ordre de grandeur et confirme le schéma général basé sur les successions stratigraphiques.

Les plus hautes terrasses et les formations tertiaires sur les bords du fossé sont généralement couvertes par d'épaisses formations lœssiques. À Achenheim, le long d'un versant lié à une faille peut-être encore active au Pléistocène, le relief a été façonné par plusieurs cycles glaciaire-interglaciaire depuis plus de 500 000 ans et les lœss sont étagés entre 148 et 210 m NGF. L'épaisseur de lœss la plus importante atteint une trentaine de mètres, mais l'ensemble de la succession stratigraphique n'est jamais accessible dans un même endroit du gisement. Le profil synthétique a ainsi été établi à partir de plusieurs coupes levées dans les différentes carrières et corrélés entre elles grâce à un certain nombre d'horizons repères (Heim *et al*. 1982 ; Lautridou *et al*. 1985 ; Sommé *et al*. 1986). D'une épaisseur cumulée de plus de 40 mètres, ce profil synthétique est constitué à la base de sables gris rhénans, sur lesquels reposent des sables roses vosgiens. Ces dépôts alluviaux supportent plusieurs séries de lœss, entrecoupées de paléosols qui correspondent à au moins quatre cycles glaciaires-interglaciaires. Malgré les nombreux restes paléontologiques et les vestiges archéologiques découverts notamment par Paul Wernert (Wernert 1957), seuls deux niveaux, les « sols » 74 et 81, localisés respectivement sous les paléosols Achenheim I et Achenheim III, ont fait l'objet de fouilles. Outre à Riedisheim (Franc De Ferrière 1937), des successions stratigraphiques comparables ont été décrites à Neewiller (Menillet 1992) et Sierentz (Rentzel *et al*. 2009).

Le PCR PaleoEls a complété ce premier aperçu par des recherches bibliographiques, par des travaux menés dans les carrières de loess encore en activité à Achenheim, Betschdorf et Schaffhouse-près-Seltz, et lors des diagnostics d'archéologie préventive. La chronologie est basée sur des corrélations de proche en proche et des comparaisons avec les séquences d'Achenheim (Heim *et al*. 1982 ; Lautridou *et al*. 1985 ; Sommé *et al*. 1986) et de Nussloch (Antoine *et al*. 2001). Elle est confortée par plus d'une trentaine de datations par luminescence stimulée optiquement (Wuscher *et al*. 2019). Pour le Weichselien supérieur et moyen, les séquences disponibles sont pour le moment en partie lacunaires si on les compare à Nussloch, à proximité d'Heidelberg, à une centaine de kilomètres au nord de l'Alsace, qui constitue la séquence de référence pour ces périodes en Europe de l'Ouest (Antoine *et al*. 2001 ; Moine *et al*. 2017). La partie sommitale de la butte de Schaffhouse-près-Seltz est pour le moment la séquence régionale la plus complète. Sa partie supérieure est constituée d'un peu moins d'un mètre de lœss homogène, dont la base a livré un âge par luminescence de 22,2 ± 2 ka. Ces lœss du Dernier Maximum Glaciaire (aussi appelés « lœss récents supérieurs » du Weichselien/Wurm supérieur dans la littérature régionale, ou « lœss de couverture » dans celle du nord de la France et du Bénélux) semblent avoir la plus large extension dans la région (Mazenot 1963), comme l'ont montré les opérations récentes d'archéologie préventive menées autour de Strasbourg, par exemple sur la terrasse d'Erstein. À Schaffhouse, les lœss massifs fossilisent un gley de toundra cryoturbé, très probablement équivalent à l'Horizon à Langues de Nagelbeek, qui reposent sur des lœss lités, dont la moitié supérieure est plus brune et plus sableuse (lamines de sables roses). Un tuf volcanique, le tuf d'Eltville est interstratifié près du sommet de ces lœss lités. La partie inférieure du Pléniglaciaire supérieur se caractérise par une alternance d'unités de lœss et de gleys dont la base a livré un âge par luminescence (IR50) de 29,8 ± 3,0 ka et qui évoque la succession stratigraphique de Nussloch (Antoine *et al*. 2001 ; Moine *et al*. 2017). Hormis, à Reiningue où un gley de toundra, un lœss et un sol brun arctique surmontent un épais complexe de sols bruns boréaux (Steiner *et al*. 2012), le Weichselien moyen n'est généralement représenté en Alsace que par un sol brun arctique ponctué de terriers de rongeurs de diamètre pluricentimétrique (crotovines) remplis de lœss, comme par exemple à Achenheim ou dans le Kochersberg (Moine *et al*. 2017). Pour le Weichselien moyen, il faut aussi noter l'existence d'alluvions fines sous des lœss et un gley de toundra sur la terrasse d'Erstein. Le Weichselien inférieur pourrait être documenté dans un vallon sec à Betschdorf et en bas de versant à Schaffhouse-près-Seltz par des séquences atypiques comprenant des horizons bruns à gris bioturbés à coquilles de mollusques. Le Début Glaciaire Weichselien est représenté dans un vallon sec à Betschdorf et au pied d'une colline lœssique saalienne à Schaffhouse par des horizons gris contenant des charbons de pins. Ces dépôts sont contemporains de l'épaisse séquence du vallon-sec d'Achenheim Hurst, constituée de limons bruns à marron parfois lités et par un sol noir, dédoublés localement, de type sol gris forestier (« Grand Lehm », unité 6, 7 à 8, Sommé *et al*. 1986 ; Heim *et al*. 1982, 1984). L'Eemien est représenté à Schaffhouse et à Betschdorf par un horizon Bt de luvisol. Bien souvent toutefois, le passage du Weichselien au Saalien n'est marqué que par un horizon à grosses poupées calcaires. Il faut également mentionner l'important lot de macro-restes témoignant d'assemblages végétaux interglaciaires mis au jour près d'Obernai à la base des lœss weichseliens, ainsi que les niveaux à tourbes et à bois weichseliens localement intercalés dans la nappe alluviale rhénane et dans les terrasses sableuses des rivières vosgiennes (Geissert 1979).

RAP - n° spécial 36 - 2021 - Patrice WUSCHER *et al.* : *Du nouveau à l'Est : les recherches récentes sur le Paléolithique en Alsace menées dans le cadre du PCR Paleoels.*

Documentés récemment dans des successions lœssiques à Sierentz (Rentzel *et al*. 2009), les dépôts des cycles glaciaires-interglaciaires antérieurs à l'Eemien sont surtout connus dans les lœss d'Achenheim où les hypothèses chronologiques sont principalement basées sur la succession stratigraphique et la succession des pédocomplexes de rang interglaciaire (Heim *et al*. 1982, 1984 ; Lautridou *et a*l. 1985). Il faut aussi rappeler l'existence de restes organiques et de bois dans les alluvions rhénanes, à la base des lœss saaliens (Geissert 1979). En l'absence des pédocomplexes lœssiques et de datations absolues, il est toutefois compliqué de faire confiance aux attributions chronologiques passées. De nouvelles études, à partir notamment du front de taille de la carrière de lœss de Betschdorf, du suivi d'opérations d'archéologie préventive dans les zones de piedmonts et de campagnes de carottages sont nécessaires pour dégager une vision d'ensemble du Pléistocène moyen.

RÉVISION DES INDICES ET DES COLLECTIONS ARCHÉOLOGIQUES

Les données : nombre de sites, fiabilité et profondeur

La révision de la carte archéologique Patriarche, couplée au dépouillement bibliographique de près de 50 revues régionales et nationales, a permis de recenser 132 indices paléolithiques en Alsace. Si ce nombre peut paraître important, les sites retenus sont toutefois de valeurs très inégales. La plupart ne délivre que peu d'informations et les descriptions sommaires des artefacts récoltés demandent à être précisées (fig. 2).

Ainsi, la plupart des indices de sites actuellement identifiés ne sont documentés que par des objets isolés (111 cas, soit 84 % des sites). Une grande majorité d'entre eux ne sont représentés, en outre, que par des restes fauniques (64 % des objets isolés). S'agissant pour la plupart de découvertes anciennes, l'absence d'analyses archéozoologiques ne permet pas de préjuger d'éventuelles traces d'anthropisation sur ces vestiges, d'autant que les traces de découpe sur les grands mammifères tels que les mammouths ne sont pas toujours inscrites dans les ossements, du fait des grands volumes de viandes (voir par exemple Mussi & Villa 2008). Ces indices ne doivent donc pas être considérés trop rapidement comme sites paléontologiques *sensu stricto*. En outre, cette surreprésentation des vestiges fauniques provient très certainement d'un biais opéré dans la reconnaissance et le ramassage des artéfacts. La plupart des anciennes découvertes ont été réalisées par des ouvriers travaillant dans les lœssières et les gravières de la région. Ces derniers ont plus aisément reconnu des os longs de grands mammifères ou des défenses de mammouth, que de petits artéfacts lithiques taillés le plus souvent sur des matières non siliceuses. D'ailleurs lorsque la détermination taxonomique est accessible dans la littérature, 77 % des restes fauniques isolés découverts anciennement en Alsace sont attribuables au mammouth (28 cas sur 36 documentés), ce qui semble à nouveau indiquer un tri, tant les défenses paraissent surreprésentées.

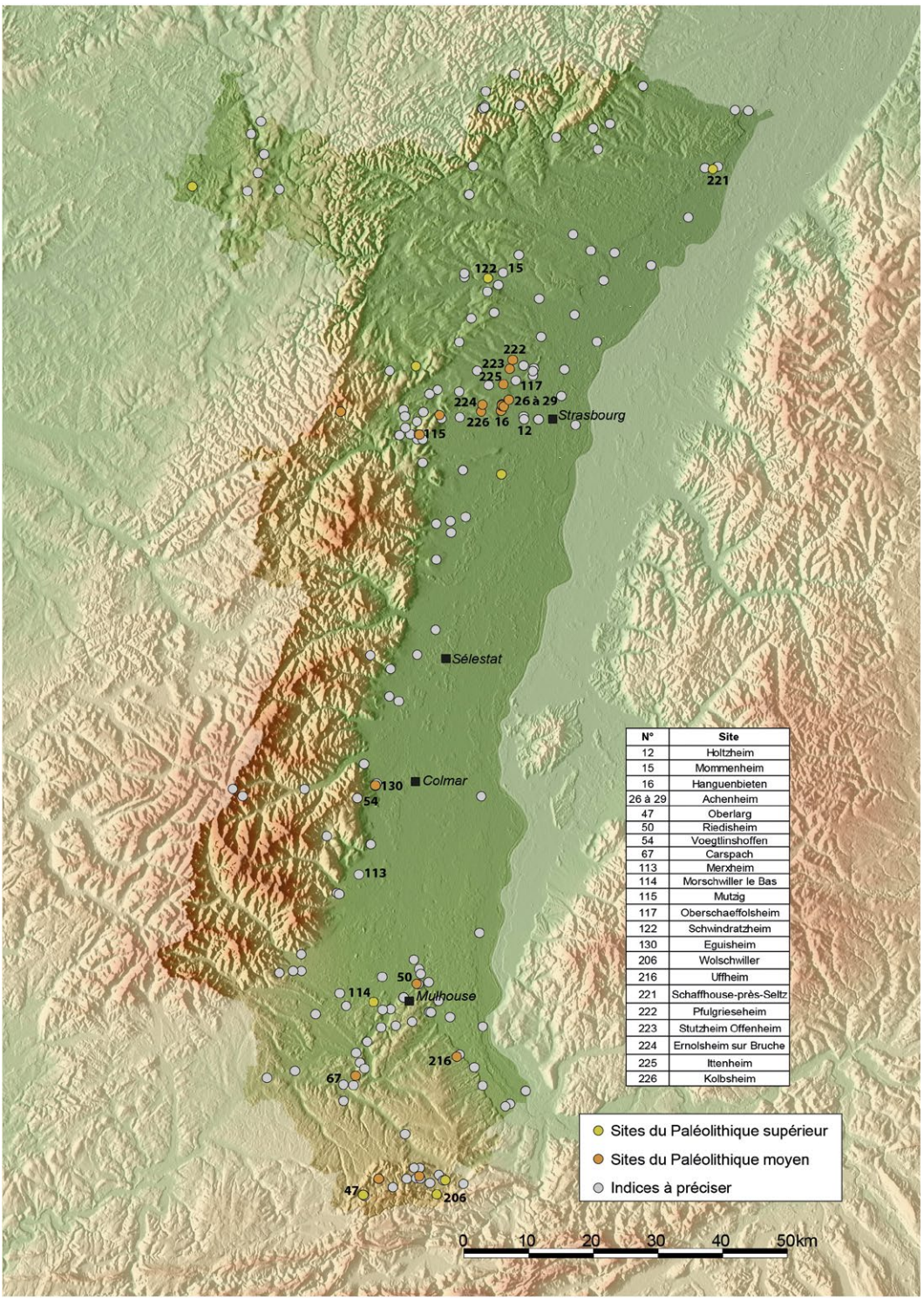
Si les indices de sites retenus se répartissent sur l'ensemble de la région, la plupart d'entre eux semblent se localiser le long du piémont des Vosges, autour des vallées de la Bruche et dans le Sundgau (fig. 2). Des vides semblent également se dessiner, notamment dans la plaine du Rhin entre Colmar et le sud de Strasbourg, mais également sur la terrasse d'Erstein et dans le Ried de l'Andlau (fig. 2). Certains sites à faune semblent clairement localisés dans la plaine, comme par exemple Bischwiller ou Huningue (Forrer 1925), tandis que ceux ayant livré de l'industrie semblent plutôt localisés sur les piedmonts vosgiens, comme par exemple Mutzig. Cette répartition reflète évidemment un état de la recherche, mais pourrait également être liée à la puissance des recouvrements dans la plaine. En effet, sur les 77 indices de sites pour lesquels existent des indications de profondeur, les plus profondément enfouis proviennent tous de ce secteur. Dans d'autres configurations géomorphologiques, 42 sites ou indices de sites paléolithiques se situent, à l'inverse, à moins de 2 mètres de profondeur et confirment que d'éventuels gisements paléolithiques peuvent être menacés par les travaux d'aménagement du territoire (fig. 3).

Les périodes représentées

Afin de dégager une vision culturelle et territoriale la plus précise possible de la plaine d'Alsace durant le Paléolithique, nous avons ensuite tenté d'affiner les attributions chrono-culturelles des sites et indices de sites retenus en réexaminant, dès que possible, les collections lithiques conservées dans les principaux musées régionaux.

Suite à ce travail une attribution chronologique, plus ou moins précise, a pu être proposée pour 56 indices de sites (fig. 2). En l'état 19 indices peuvent ainsi être attribués au Paléolithique supérieur. Néanmoins la plupart d'entre eux, généralement reconnus uniquement par la présence de quelques pièces lithiques mal positionnées, restent très partiels et imprécis puisque sur les 19 recensés, près d'une quinzaine sont incertains. Il apparaît alors compliqué, faute d'éléments clairement diagnostics, d'affiner l'attribution chrono-culturelle de la plupart de ces assemblages au sein du Paléolithique supérieur. D'autant que le contexte stratigraphique et la profondeur de découverte de ces éléments isolés sont presque toujours inconnus. Pour l'heure,

RAP - n° spécial 36 - 2021 - *De l'Île-de-France à l'Europe du Nord-Ouest : les peuplements humains avant le dernier maximum glaciaire, bilan, objectifs et perspectives de la recherche.*



N°	Site
12	Holtzheim
15	Mommenheim
16	Hanguenbieten
26 à 29	Achenheim
47	Oberlarg
50	Riedisheim
54	Voegtlinshoffen
67	Carspach
113	Merxheim
114	Morschwiller le Bas
115	Mutzig
117	Oberschaeffolsheim
122	Schwindratzheim
130	Eguisheim
206	Wolschwiller
216	Uffheim
221	Schaffhouse-près-Seltz
222	Pfulgrieseheim
223	Stutzheim Offenheim
224	Ernolsheim sur Bruche
225	Ittenheim
226	Kolbsheim

Fig. 2 - Indices paléolithiques suite aux travaux du PCR PaleoEls (fond MNT SRTM Nasa, traitement Florian Basoge/ archéologie Alsace). Le seul site avéré du Paléolithique inférieur se trouve à Achenheim et est masqué par les sites du Paléolithique moyen. L'ensemble du tableau de données est présenté dans le bilan de la première campagne triennale du PCR PaleoEls (Wuscher *et al*. 2019)

310

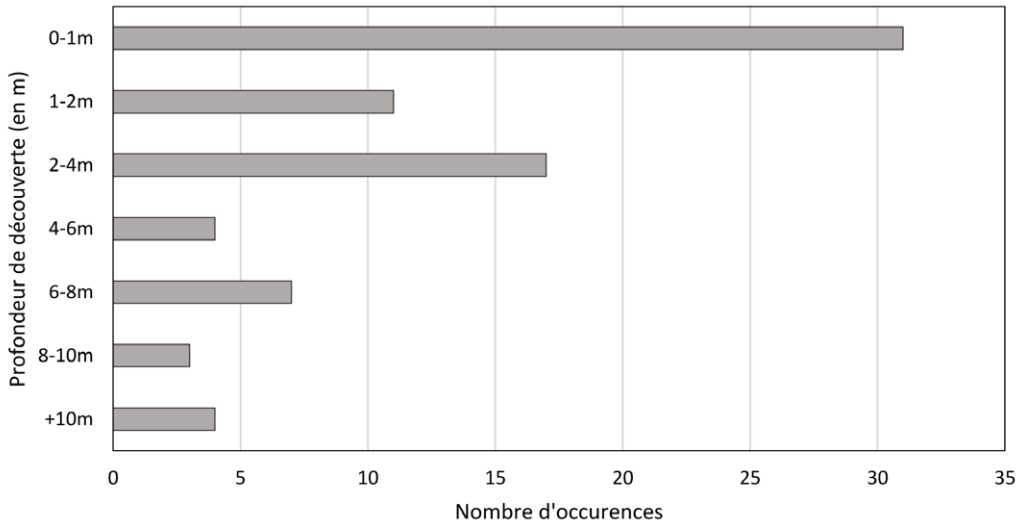


Fig. 3 - Quantité d'indices paléolithiques découverts en plein air selon leur profondeur d'enfouissement (n = 77).

le Paléolithique supérieur ancien n'est documenté de manière certaine que sur le site d'Achenheim (Junkmanns 1995) et d'Holtzheim (Forrer 1920). Les autres témoins d'occupation attribuables à cette période sont rares (n = 4) et principalement documentés par d'anciennes découvertes. S'ils se répartissent sur l'ensemble de la région, ces derniers se retrouvent par contre presque exclusivement en contexte lœssique et semblent fréquemment associés à des gleys de toundra (« lœss grisâtres » dans la littérature).

Les sites et indices de sites attribués au Paléolithique moyen sont plus nombreux que ceux du Paléolithique supérieur (n = 28), et ce sont d'ailleurs les plus nombreux indices concernant le Paléolithique en général (fig. 2). Ceci ne semble pas surprenant au regard des données disponibles dans d'autres régions, pour lesquelles les vestiges du Paléolithique moyen sont fréquemment les plus nombreux, que ce soit lors des prospections ou en archéologie préventive. La très longue durée de la période par rapport au Paléolithique supérieur pourrait en être une des causes. On retrouve une qualité très inégale de la donnée, certains (rares) gisements ayant fait l'objet de fouilles minutieuses et pluridisciplinaires et sont relativement bien datés, tandis que d'autres ne sont connus que par la présence d'objets isolés récoltés anciennement et/ou en surface. Ce sont ainsi les gisements de Mutzig (Sainty 1992 ; Koehler *et al*. 2016) et d'Achenheim-Hangenbieten (Sainty & Thévenin 1978) qui, sans surprise, fournissent l'essentiel des informations. À leur côté, une série de découvertes plus sporadiques mais en stratigraphie peuvent être mentionnées, tel que le site d'Uffheim (Griselin 2018), les découvertes fortuites d'Eguisheim (Murer *et al*. 2016) ou celles de Riedisheim (Thévenin 1972). Ces gisements « avérés » sont situés plutôt en marge du piémont vosgien, au Sud et au Nord de l'Alsace, dans des contextes soit lœssiques, à profondeur variable (entre -2 m et -20 m de profondeur), soit en pied de falaise (abris). À côté de ces gisements, des indices de site sont également à prendre en compte, notamment ceux issus de prospection dans le secteur de Soultz et du Jura alsacien, dépendants des acteurs locaux investis dans ce type de recherche. Finalement, bien que la qualité de l'information soit très inégale d'un gisement à l'autre, celle-ci semble toutefois suffisante pour permettre un premier essai de synthèse chronologique (Koehler *et al*. 2020).

Enfin, le Paléolithique inférieur reste la période la plus méconnue en Alsace et n'est actuellement documentée avec certitude que par la présence des vestiges découverts à la base de la séquence d'Achenheim. À côté de ces éléments, des indices tantôt de faune, tantôt de pièces lithiques retrouvées isolées sont à mentionner (n = 8), plaidant pour une possible occupation de la plaine alsacienne au Paléolithique inférieur et pour une bonne conservation des sites dans certains contextes. Les indices de sites à faune ainsi que les gisements d'Achenheim-Hangenbieten se situent plutôt dans la plaine rhénane, à des profondeurs extrêmes (souvent au-delà de 20 mètres), dans des niveaux loessiques mais plus souvent sableux, d'origine alluviale. À côté de ces sites profondément enfouis, il convient également de mentionner la présence de pièces bifaciales isolées retrouvées en surface, et donc à très faibles profondeurs (Schnitzler & Sainty 1992). Ces indices sont à prendre avec précaution, mais augurent néanmoins de possibles découvertes du Paléolithique inférieur hors contexte

RAP - n° spécial 36 - 2021 - *De l'Île-de-France à l'Europe du Nord-Ouest : les peuplements humains avant le dernier maximum glaciaire, bilan, objectifs et perspectives de la recherche.*

lœssique ou alluvial, et donc plus facilement accessibles en contexte préventif.

TAPHONOMIE RÉGIONALE ET DÉTECTION DES SITES

La répartition régionale des sites : contrôle géomorphologique vs biais de la recherche

La répartition des indices de sites est en partie liée à la structure géologique du fossé rhénan. Il paraît ainsi difficile de trouver des vestiges de Paléolithique moyen ou du Paléolithique inférieur dans les zones où la subsidence est maximum, c'est-à-dire dans la zone axiale de la plaine du Rhin. La profondeur des niveaux pléistocènes peut ici dépasser 50 mètres. Si la nappe phréatique dans laquelle baignent ces sédiments a permis la conservation de bois et de restes organiques quaternaires (voir par exemple Geissert 1979), elle rend compliqué la détection de sites archéologiques autrement que sur les tamis des dragueuses. Les épaisses séquences lœssiques comprenant plusieurs cycles glaciaires-interglaciaires situées sur les flancs des horsts paraissent plus accessibles. Sur les pentes, les terrassements atteignent ainsi fréquemment 2 ou 3 mètres de profondeur pour les lotissements et les immeubles d'habitation du Sundgau et du Kochersberg. Ces dépôts sont également fréquemment exposés par les travaux routiers, comme par exemple à Blaesheim (Mazenot 1963) et Sierentz (Rentzel *et al*. 2009).

Certains vides sont toutefois clairement liés à l'histoire et à l'état de la recherche. Les découvertes archéologiques apparaissent ainsi directement liées aux travaux d'aménagements du territoire et aux constructions des XIXe et XXe siècles. Les exemples des lœssières, à Mommenheim, Riedisheim ou Achenheim, de la carrière de Grès de Voegtlinshoffen ou les travaux lors de la construction de la ligne de chemin de fer à Mutzig (Forrer 1930) viennent tout de suite à l'esprit. Le nombre de découvertes est toutefois pondéré par la proximité des universités et par l'activité des sociétés savantes. L'activité et le dynamisme du Museum d'Histoire Naturelle de Colmar ou de Paul Wernert autour d'Achenheim doivent ainsi être notés. À contrario, Riedisheim apparaît nettement moins documenté qu'Achenheim, alors que la succession stratigraphique paraît tout à fait comparable.

À ce stade de l'analyse, il est encore difficile de discuter la localisation des sites à une échelle plus locale et d'approcher les stratégies des sociétés du passé. La position des vestiges archéologiques d'Achenheim en bordure de plateau, dans une position dominante au-dessus de la vallée de la Bruche peut toutefois être soulignée. L'abri-sous-roche de Mutzig surplombe quant à lui la vallée de la Bruche, dans un tronçon où sa largeur est réduite et forme un goulet, juste avant sa sortie du massif des Vosges (Koehler *et al*. 2016).

Les sites menacés par les travaux du Contournement ouest de Strasbourg

De janvier à mars 2017, les acquis du PCR PaleoEls ont été mis à l'épreuve lors des opérations de diagnostic archéologique préalables au Contournement ouest de Strasbourg (COS), dont le tracé est localisé à moins de 2 km à l'ouest des loessières d'Achenheim. Un sondage profond avec une pelle à godet rallongé a été ouvert tous les 50 m sur l'intégralité du projet. Le substrat oligocène n'a été rencontré que sur une portion infime du tracé et les alluvions rhénanes et vosgiennes à la base de la succession stratigraphique d'Achenheim (Heim *et al*. 1982) n'ont pas été retrouvées. Une logique topographique assez forte se dégage, avec une différenciation nette des formations loessiques entre versants exposés au nord, plateaux et versants exposés au sud.

La succession stratigraphique des versants exposés au nord se suit sur de longues distances. Elle présente des caractères communs avec celles d'Achenheim (Heim *et al*. 1982, Lautridou *et al*. 1985, Sommé *et al*. 1986) et de Nussloch (Antoine *et al*. 2001), ce qui dans l'attente des datations numériques permet de poser quelques hypothèses sur son âge. Elle comprend du sommet vers la base (fig. 4) : une alternance d'unités de lœss et de gleys attribuée au Weichselien supérieur (~ -29 000 à -14 000 ans), puis un sol brun arctique et un gley attribués au Weichselien moyen (~ -57 000 à -29 000 ans), des limons beige-brun bioturbés à coquilles de mollusques et à os de mammouth attribués à la moitié inférieure du Weichselien moyen (~ -57 000 à -29 000 ans) ou au Weichselien inférieur (~ -71 000 à -57 000 ans) et enfin deux paléosols évolués brun-foncé attribués au Weichselien ancien (~-109 000 à -71 000 ans). 5 sites ou indices de sites ont été mis en évidence par les diagnostics. À Pfulgriesheim, trois niveaux ont livré des restes de faune présentant des stigmates imputables à des activités de boucherie au sein du complexe de sol brun foncé attribué au Weichselien ancien (Croutsch *et al*. 2017). Dans un des niveaux, un éclat de silex associé au reste de faune a été découvert. Sur la commune de Pfulgriesheim, des restes de cheval ont été mis en évidence dans les mêmes niveaux. Si ces restes ne présentent pas de stigmates anthropiques, ils ont été découvert dans une des séquences la plus dilatée du tracé (Croutsch *et al*. 2017, fig. 4). À Ernolsheim-sur-Bruche, des restes de faune avec des traces d'intervention humaine et associés à un éclat de schiste phtanitique ont été mis au jour dans les mêmes niveaux. À Kolbsheim, des restes de faune, dont du mammouth, présentant des traces de fracturation anthrophique ont été découvert au

sein des limons beige-brun bioturbés attribués à la moitié inférieure du Weichselien moyen (~ -57 000 à -29 000 ans) ou au Weichselien inférieur (~ -71 000 à -57 000 ans, Schneikert 2017). À Ittenheim, des restes de faunes sans stigmates anthropiques, notamment une dent de mammouth, ont été découvert dans des niveaux attribués au Weichselien moyen (Carbillet 2017). Les sites de Pfulgriesheim, d'Ernolsheim-sur-Bruche et d'Ittenheim ont fait l'objet de fouilles archéologiques qui ont confirmé les hypothèses posées lors des diagnostics. Ils sont encore en cours d'étude. Sur le reste du tronçon, en position de plateau et sur les versants exposés au sud, seule l'alternance weichselienne lœss-gley et le sol brun arctique sous-jacent semblent quasiment continus spatialement. En position de plateau, ces horizons repères reposent sur un horizon de grosses poupées décimétriques et sur une succession de lœss et de gleys plus ancienne, vraisemblablement liée à un cycle glaciaire antérieur au Weichselien. Sur les versants exposés au sud, ils reposent sur des formations plus hétérogènes, parfois encore plus anciennes. Loin d'être complètement remaniées, les séquences lœssiques peuvent donc contenir des paléosols anciens à faible profondeur.

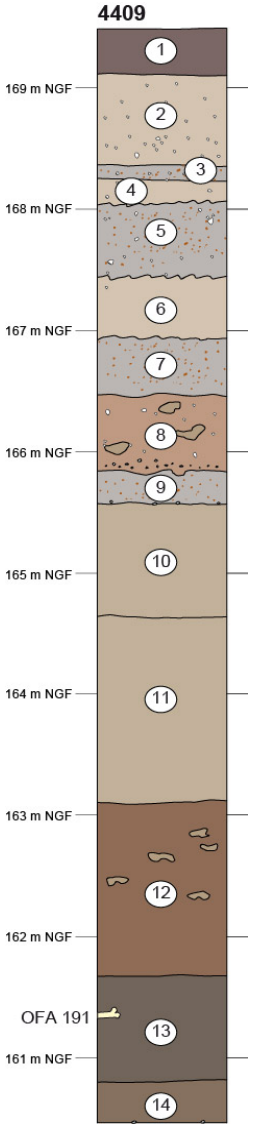


Fig. 4 - Contournement Ouest de Strasbourg : succession stratigraphique des versants exposés au nord (tranchée 4409, document Villa & Wuscher). 2-7 : succession de loess et de gleys (Weichselien supérieur) ; 8-9 : sol brun arctique et gley (Weichselien moyen) ; 10-11 : limons beige-brun bioturbés riches en coquilles de mollusques et à os de mammouth (Weichselien moyen ou inférieur ?) ; 12-13 : limons argileux, brun foncé (paléosols évolués, Weichselien ancien ?) ; 14 : argiles limoneuses, brun gris.

Pour une archéologie préventive paléolithique au quotidien

Si les travaux du PCR, notamment ceux menés dans les lœssières, ont permis de poser des hypothèses chronologiques dès la phase des diagnostics du COS, ils ont surtout confirmé la présence de paléosols pléistocènes à des profondeurs atteignables par des opérations plus modestes, hors grands travaux. Ainsi, à Bischoffhsheim, des travaux de terrassements de plusieurs mètres de profondeur préalables à la construction de deux petits immeubles localisés sur un versant qui n'avait pas fait l'objet d'un diagnostic archéologique ont mis au jour une succession loessique fossilisant des paléosols (fig. 5). Les loess supérieurs présentent un caractère assez massif. Ils fossilisent des limons brun beige pâle bioturbés riches en gravillons calcaires avec quelques coquilles de mollusques interprétés comme des colluvions qui ont subi différentes phases de pédogénèse de rang interstadiaire. Ces dépôts fossilisent un horizon pédologique brun très sombre, très bioturbée, interprété comme un chernozem résultant d'une pédogenèse longue, liée à un interstade marqué,



Fig. 5 - Vue de la succession stratigraphique de Bischoffsheim mise au jour lors de la construction de deux petits immeubles. Les terrassements sont profonds de 4 à 6 m sur une surface d'environ 2 000 m².

RAP - n° spécial 36 - 2021 - *De l'Île-de-France à l'Europe du Nord-Ouest : les peuplements humains avant le dernier maximum glaciaire, bilan, objectifs et perspectives de la recherche.*

voir à un interglaciaire. Les tâches brun-rouge observées dans l'horizon, interprétées comme des auréoles de décarbonatation, pourraient témoigner d'une phase de dégradation du sol du fait d'un changement des conditions environnementales. Ce sol repose en discordance sur un horizon argileux brun-rouge décarbonaté qui évoque un horizon Bt de luvisol sans en présenter la structure et les enduits argileux. Des loess d'un cycle glaciaire précédent sont exposés à la base des profils. Un complexe de sol comparable a été mis en évidence sur le flanc d'une rue voisine, la rue du Kilbs, ce qui montre que ces paléosols pourraient avoir une extension importante et se suivre sur de longues distances, ce qui justifierait un suivi archéologique plus systématique du secteur, même dans les zones qui présentent aujourd'hui de fortes pentes. La découverte de restes lithiques et fauniques du saalien moyen à Uffheim confirme le potentiel archéologique à faible profondeur de certains versants loessiques (Griselin 2018).

Les travaux du PCR ont également été l'occasion de mettre en lumière des secteurs régulièrement fouillés mais dont les découvertes paléolithiques anciennes n'étaient pas appréciées à leur juste valeur, comme par exemple à Holtzheim. Découvert par P. Weight au début du XXe siècle dans les sablières de la terrasse de Lingolsheim, une terrasse de la Bruche, le gisement d'Holtzheim a livré de nombreux ossements de grands herbivores (mammouth, rhinocéros, cheval, bovidé, renne, etc.) ainsi que plusieurs silex taillés, examinés par R. Forrer (1920) et attribués sur des bases typologiques, à l'Aurignacien ou au Magdalénien. Le réexamen en 2016 de l'ensemble lithique conservé dans les réserves du Musée archéologique de Strasbourg a permis de montrer que les artéfacts lithiques provenant du site d'Holtzheim sont tous de facture paléolithique et peuvent s'apparenter au Paléolithique supérieur ancien. Le grattoir à museau, déjà reconnu par R. Forrer lors de son étude (Forrer 1920) tendrait quant à lui à préciser l'attribution de ce petit ensemble à l'Aurignacien. En parallèle de ce réexamen, la fouille de puits protohistoriques (sous la direction de G. Pierrevelcin/AA) a mis au jour les formations sédimentaires qui forment la terrasse de Lingolsheim (fig. 6). La succession stratigraphique a été décrite et échantillonnée pour une expertise malacologiques et pour des datations absolues lors de l'étude géoarchéologique des puits. En surface, un sol brun lessivé s'est développé sur des lœss et des sables soufflés. La datation obtenue sur ces lœss confirme l'attribution à la fin du Pléniglaciaire weichselien supérieur proposée sur la base de leur contenu malacologique (Mazenot 1963). Ces dépôts éoliens reposent sur une séquence alluviale grossière épaisse de plus de deux mètres d'épaisseur, déposée par la Bruche et composée de graviers et de sables. La datation obtenue par luminescence stimulée optiquement autorise une attribution de ces unités à la première moitié du Pléniglaciaire supérieur. Ces dépôts de la Bruche fossilisent des alluvions limoneuses calcaires déposées par le Rhin (unités 7 à 11), au sein desquelles au moins deux paléosols ont été mis en évidence (unités 8 et 10). Ils sont attribués au Pléniglaciaire weichselien moyen sur la base de deux datations par luminescence stimulée optiquement (Wuscher *et al.* 2019). Ces alluvions fines reposent sur des alluvions sableuses de la Bruche dont la base n'a pas été atteinte. Cette succession stratigraphique permet ici une mise en contexte à posteriori des découvertes de restes du Paléolithique supérieur ancien au début du siècle.



Fig. 6 - Vue de la succession stratigraphique d'Holtzheim mise au jour lors de la fouille de puits protohistoriques.

Les travaux du PCR sur les paléosols exposés dans les lœssières ont également été suivis de diagnostics spécifiques pour sonder les niveaux anciens, une première dans la région. Les diagnostics menés à Betschdorf et Achenheim se sont avérés négatifs (Steiner & Wuscher 2017, Bachellerie 2018). Les hiatus présents dans ces successions pourraient expliquer l'absence de découverte. La position du diagnostic d'Achenheim, en milieu de plateau, loin du talus qui surplombe la Bruche et qui a livré les vestiges classiques pourrait constituer une seconde explication. Le diagnostic mené à Schaffhouse-près-Seltz, a quant à lui permis la découverte d'un nucléus à lame réalisé sur un bloc de silex blond translucide et présentant une plage de cortex alluvial (L = 55 mm, l = 35 mm, é = 2,5 mm, Wuscher 2018, fig. 7). La production est unipolaire et intéresse une face plutôt étroite du bloc. Le plan de frappe est lisse/abrasé et les stigmates de taille visibles sur le nucleus témoignent de l'emploi de la percussion directe à l'aide d'un percuteur tendre organique pour le détachement des supports. Ces caractères permettent une attribution au Paléolithique supérieur. La pièce a été mise au jour dans des gleys et des lœss flués dans un vallon sec entre les buttes de loess. La position et les caractères pédosédimentaires de ces niveaux permet de proposer une attribution au Weichselien supérieur (environ entre 30 000 et 16 000 ans avant le Présent), probablement avant le dernier maximum glaciaire (avant 22 000 ans avant le Présent). La pièce ne se trouve pas dans un paléosol, mais son état de

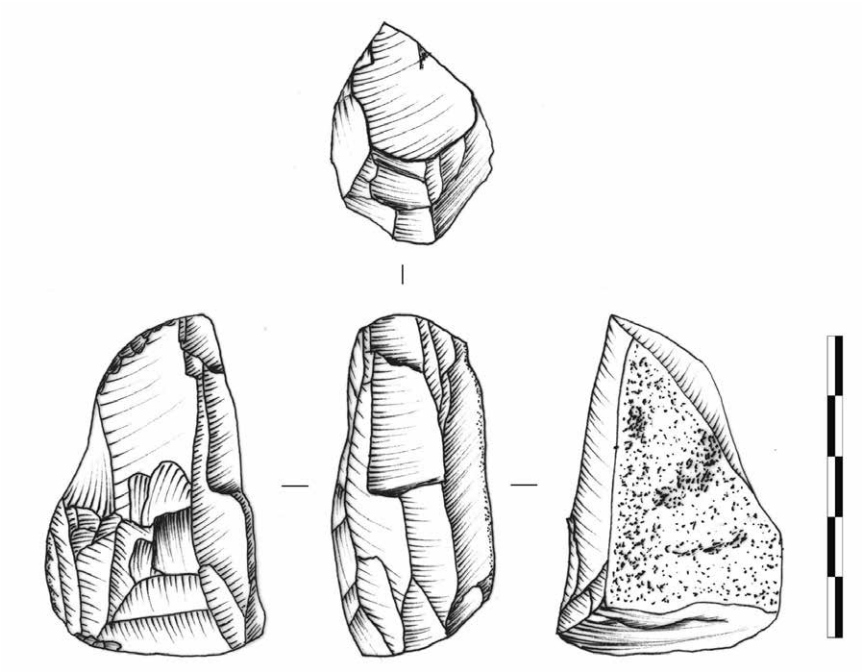


Fig. 7 - Nucléus à lame paléolithique découvert à Schaffhouse-près-Seltz (échelle de 5 cm, dessin : François Bachellerie).

fraîcheur et les âges proposés sur la base du type de production et d'après les sédiments excluent un remaniement sur de longues distances. Cette découverte pose la question de la détection des sites du Paléolithique supérieur ancien, alors que des gleys de toundra sont très fréquemment mis au jour à faible profondeur, notamment dans les environs de Strasbourg (Wuscher *et al*. 2019). Les opérations où ces niveaux font l'objet d'un diagnostic qui comprend un paléolithicien, comme par exemple à Erstein (Arnold 2018) ou à Oberschaeffolsheim (Steiner 2017) ne constituent pas encore une norme incontournable. Il faut également noter le peu d'attention porté au mobilier en dehors des structures en creux, y compris pour les périodes protohistoriques et historiques. En effet, alors que les dynamiques sédimentaires sont actives en Alsace au Subboréal et au Subatlantique (Ertlen *et al*. 2012, Pierrevelcin *et al*. 2016), très peu de sites protohistoriques ou historiques stratifiés ont pour l'instant été mis en évidence.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Depuis 2015, les indices de la Carte archéologique nationale ont donc été repris et discutés. A ces indices, ont été ajoutés les publications archéologiques et géomorphologiques disponibles. Ces dernières ont permis de définir des grands ensembles morpho-stratigraphiques au sein de la plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes. En parallèle, un cadre chronostratigraphique a été élaboré à partir des travaux et des datations absolues réalisées dans les carrières encore en activité. Le réexamen des collections lithiques a permis quant à lui de poser des bilans par période et d'entamer des réflexions sur les comportements des sociétés paléolithiques. L'ensemble de ces travaux a permis d'élaborer des modèles de conservation et de localisation des sites archéologiques à l'échelle régionale, ce qui a permis la découverte de 7 nouveaux sites paléolithiques et la fouille de 4 d'entre eux lors de travaux d'archéologie préventive.

Pour autant, il est maintenant nécessaire de creuser les questions comportementales et territoriales par la poursuite de travaux thématiques, comme la tracéologie, la recherche des gisements lithiques et la grande faune. Il semble également prometteur de poursuivre les investigations à une échelle plus locale, notamment autour de Mulhouse et dans la vallée de la Bruche. Du point de vue de la chronologie, après plusieurs années concentrées sur le Weichselien, il paraît intéressant de se pencher sur le Saalien, et plus généralement sur le Pléistocène moyen, ce pour compléter le cadre chronostratigraphique alsacien et confirmer l'âge des industries du Paléolithique moyen ancien alsacien. L'approche régionale pour l'instant limitée au fossé rhénan gagnerait quant à elle à être étendue aux montagnes qui environnent l'Alsace, notamment les Vosges du Nord qui présentent des configurations topographiques et géomorphologiques comparables à Mutzig et les Vosges cristallines. Dans ces dernières, les glaciers,

RAP - n° spécial 36 - 2021 - *De l'Île-de-France à l'Europe du Nord-Ouest : les peuplements humains avant le dernier maximum glaciaire, bilan, objectifs et perspectives de la recherche.*

pour lesquels il n'existe pas à ce jour de datations absolues, ont pu influer sur la conservation des sites archéologiques et les dynamiques de franchissement et d'occupation de la région.

Les efforts menés lors des diagnostics doivent quant à eux être poursuivis, avec une préparation documentaire en amont et le passage systématique d'un géoarchéologue sur toutes les opérations. La constitution d'équipes mixtes constituées de spécialistes de la Protohistoire et des périodes historiques pour les structures bâties ou en creux et de spécialistes du mobilier lithique et de la fouille planimétrique apparaît enfin comme la condition indispensable pour trouver des sites de la Préhistoire ancienne. Surtout, la démarche ne doit pas se limiter aux grands travaux et doit aussi être appliquée aux aménagements plus modestes, tels que les lotissements.

BIBLIOGRAPHIE

ANTOINE Pierre, ROUSSEAU Denis-Didier, ZÖLLER Ludwig, LANG Andreas, MUNAUT André-Valentin, HATTÉ Christine, FONTUGNE Michel (2001) - « High-resolution record of the last Interglacial–glacial cycle in the Nussloch loess–palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany ». *Quaternary International*, 76-77, p. 211-229.

ARNOLD Élise (2018) - *Erstein, Bas-Rhin, Route de Krafft : un enclos de l'âge du Fer, des indices d'occupation gallo-romains et un habitat alto-médiéval (7e-11e siècles). Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 80 p.

BACHELLERIE François (2018) - *Achenheim, Bas-Rhin, Bossenrott, carrière Wienerberger. Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 24 p.

BLANCK Jean-Pierre & WACQUANT Jean-Pierre (1971) - « Contribution à l'étude des formations loessiques d'Eguisheim ». *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 24, 2-3, p. 57-91.

BURACZYNSKI Jan & BUTRYM Jan (1984) - « La datation des loess du profil d'Achenheim (Alsace) à l'aide de la méthode de thermoluminescence ». *Quaternaire*, 21, 4, p. 201-209.

CARBILLET Aurélie (2017) - *Contournement ouest de Strasbourg, A355, tronçon 3 : Achenheim, Hurtigheim, Ittenheim, Stutzheim-Offenheim. Rapport de diagnostic*. Inrap GES, Dijon, 477 p.

CLOOTS Anne-Rose, MAIRE Gérard, SCHNEIDER Charles, CARADO Annick & TRICART Jean (1973) - *Carte géomorphologique détaillée de la France 1:50, 000. XXXVIII-16, Strasbourg*. Centre d'études et de réalisations cartographiques géographiques du C.N.R.S., Paris.

CROUTSCH Christophe, BACHELLERIE François & WUSCHER Patrice (2017) - *Contournement ouest de Strasbourg, A355, tronçon 4 : Dingsheim, Griesheim-sur-Souffel, Pfulgriesheim, Stutzheim-Offenheim, Truchtersheim-Pfettisheim. Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 296 p.

ERTLEN Damien, GEBHARDT Anne, SCHNEIDER Nathalie, DURAND Frédérique, THOMAS Yohann, MICHLER Matthieu, SCHNEIKERT François, BOËS Éric & SCHWARTZ Dominique (2012) - « Anthropisation et érosion agraire dans un paysage loessique (Bas-Rhin, France) » dans BERTONCELLO Frédérique & BRAEMER Frank (dir.) - *Variabilités environnementales, mutations sociales : nature, intensités, échelles et temporalités des changements. XXXIIe rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes*. Éd. APDCA, Antibes, p. 85-92.

FORRER Robert (1920) - « Un foyer de chasseurs de mammouths à Achenheim et les autres gisements paléolithiques de l'Alsace ». *Cahiers alsaciens d'archéologie, d'art et d'histoire*, 41-44, p. 1128-1150.

FORRER Robert (1925) - *Les Eléphants, hippopotames et l'homme de l'Alsace quaternaire : étude de géographie paléolithique régionale*. Impr. Decker, Colmar, 201 p.

FORRER Robert (1930) - « Deux stations quaternaires à restes de mammouths dans la région du grès vosgien, Gresswiller et Hermolsheim ». *Cahiers alsaciens d'archéologie, d'art et d'histoire*, 81-84, p. 217-233.

FRANC DE FERRIÈRE Jean (1937) - *Géologie et pédologie : contribution à l'étude des formations quaternaires de la plaine d'Alsace*. Imprimerie alsacienne, Strasbourg, 156 p.

GEISSERT Fritz (1979) - « Caractéristiques paléobotaniques du Pliocène et du Quaternaire en Basse-Alsace ». *Quaternaire*, 16, 4, p. 159-169.

GEISSERT Fritz, MENILLET François & FARJANEL Geneviève (1976) - « Les alluvions rhénanes plio-quaternaires dans le département du Bas-Rhin ». *Bulletin des Sciences géologiques*, 29, 2, p. 121-170.

GRISELIN Sylvain (2018) - *Uffheim, rue Bifang, rue Suttergasse, lotissement "Le Bifang" : de la Préhistoire à la Grande Guerre. Rapport de fouilles*. Inrap GES, Dijon, 201 p.

HEIM Jean, LAUTRIDOU Jean-Pierre, MAUCORPS Jean, PUISSÉGUR Jean-Jacques, ROUSSEAU Denis-Didier, SOMMÉ Jean, THEVENIN André & VAN VLIET-LANOË Brigitte (1984) - *Livret-guide de l'excursion INQUA 13 septembre 1984, Achenheim : loess et formations fluviatiles quaternaires d'Alsace*. s. l., non paginé.

HEIM Jean, LAUTRIDOU Jean-Pierre, MAUCORPS Jean, PUISSÉGUR Jean-Jacques, SOMMÉ Jean & THÉVENIN André (1982) - « Achenheim : une séquence-type des loess du Pléistocène moyen et supérieur ». *Quaternaire*, 19, 2, p. 147-159.

JUNKMANNS Jürgen (1995) - « Les ensembles lithiques d'Achenheim d'après la collection de Paul Wernert ». *Bulletin de la Société préhistorique française*, 92, 1, p. 26-36.

KOEHLER Héloïse, BACHELLERIE François, AFFOLTER Jehanne, BONILAURI Stéphanie, KUCHARSKI Marion, SALOMON Hélène & WUSCHER Patrice (2016) - « Premiers résultats de la fouille des occupations du Paléolithique supérieur de Morschwiller-le-Bas (Haut-Rhin) ». *Cahiers alsaciens d'archéologie, d'art et d'histoire*, 59, p. 5-12.

KOEHLER Héloïse, DIEMER Simon, MOINE Olivier, WUSCHER Patrice (2020) - « Nouvel essai de synthèse sur le Paléolithique moyen alsacien », *Revue archéologique de l'Est*, tome 69, p. 19-50.

KOEHLER Héloïse, WEGMÜLLER Fabio, DETREY Jean, DIEMER Simon, HAUCK Thomas, PÜMPIN Christine, RENTZEL Philippe, SÉVÊQUE Noémie, STOETZEL Emmanuelle, WUSCHER Patrice, AUGUSTE Patrick,

BOCHERENS Hervé, LUTZ Mathias & PREUSSER Frank (2016) - « Fouilles de plusieurs occupations du Paléolithique moyen à Mutzig-Rain (Alsace) : premiers résultats ». *Bulletin de la Société préhistorique française*, 113, 3, p. 429-474.

LAUTRIDOU Jean-Pierre, SOMMÉ Jean, HEIM Jean, PUISSÉGUR Jean-Jacques & ROUSSEAU Denis-Didier (1985) - « La stratigraphie des loess et formations fluviatiles d'Achenheim (Alsace) : nouvelles données bioclimatiques et corrélations avec les séquences pléistocènes de la France du Nord-Ouest ». *Quaternaire*, 22, 2, p. 125-132.

LOUGUET Sophie (2005) - *Les mégaherbivores (éléphantidés et rhinocérotidés) au Paléolithique moyen en Europe du Nord-Ouest : paléoécologie, taphonomie et aspects* palethnographiques. Archaeopress, Oxford, 267 p.

MAIRE Gérard (1967) - « Aspects de l'évolution quaternaire de la vallée inférieure de la Bruche ». *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 20, 3, p. 175-184.

MAZENOT Georges (1963) - *Recherches malacologiques sur les loess et les complexes loessiques d'Alsace*. Impr. Louis-Jean, Strasbourg, 69 p. (Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine ; 16-1).

MÉNILLET François (1992) - *Phénomènes et dépôts plio-quaternaires dans les Vosges et en Alsace, excursion du 4 au 6 septembre 1991. Livret-guide*. BRGM, ANDRA, s.l., 54 p.

MÉNILLET François & WUSCHER Patrice (2017) - « Géomorphologie des formations quaternaires du fossé rhénan supérieur dans la plaine d'Alsace » dans WUSCHER Patrice & MOINE Olivier (dir.) - *Le Quaternaire du Rhin supérieur (France, Allemagne, Suisse). Livret-guide, excursion AFEQ CNF-INQUIA, 17-19 mai 2017*. s.l., p. 13-16.

MOINE Olivier, ANTOINE Pierre, HATTÉ Christine, LANDAIS Amaëlle, MATHIEU Jérôme, PRUD'HOMME Charlotte & ROUSSEAU Denis-Didier (2017) - « The impact of Last Glacial climate variability in west-European loess revealed by radiocarbon dating of fossil earthworm granules ». *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114, 24, p. 6209-6214.

MOINE Olivier, WUSCHER Patrice, KRAUSS Lydia, TAYLOR Samuel, VILLA Valentina & ZENS Jörg (2017) - « Séries loessiques, préhistoire et variabilité environnementale millénaire des deux dernières périodes glaciaires à Achenheim » dans WUSCHER Patrice & MOINE Olivier (dir.) - *Le Quaternaire du Rhin supérieur (France, Allemagne, Suisse). Livret-guide, excursion AFEQ CNF-INQUIA, 17-19 mai 2017*. s.l., p. 33-39.

MURER Axelle, BACHELLERIE François, BOURY Loïc, CECILIOT Clara, DAVERAT Loïc, GOEPFERT Sébastien, GOUDISSARD Simon, JAMMET-REYNAL Loïc, MAUDUIT Amandine, TENUD Antoine (2016) - *Eguisheim "Lotissement Herrenweg". Alsace, Haut-Rhin, Rapport Final d'Opération d'Archéologie préventive*, SRA Grand-Est.

MUSSI Margherita & VILLA Paola (2008) - « Single carcass of Mammuthus primigenius with lithic artifacts in the Upper Pleistocene of northern Italy ». *Journal of Archaeological Science*, 35, 9, p. 2606-2613.

PIERREVELCIN Gilles, BONNAIRE Emmanuelle, HIGELIN Mathias, LEPROVOST Céline, PASCUTTO Émilie, PUTELAT Olivier, ROTH-ZEHNER Muriel & WUSCHER Patrice (2016) - *Un nouvel habitat de La Tène finale à Ensisheim "Reguisheimer Feld" : Ensisheim, Haut-Rhin, Reguisheimer Feld / RD 201 tranche 2. Rapport de fouilles*. PAIR, Sélestat, 245 p.

PUISSÉGUR Jean-Jacques (1965) - « La terrasse de Schiltigheim (Alsace). Étude stratigraphique et malacologique ». *Quaternaire*, 2, 1, p. 66-77.

RENTZEL Philippe, PREUSSER Frank, PÜMPIN Christine & WOLF Jean-Jacques (2009) - « Loess and palaeosols on the High Terrace at Sierentz (France), and implications for the chronology of terrace formation in the Upper Rhine Graben ». *Swiss Journal of Geosciences*, 102, 3, p. 387.

ROUSSEAU Denis-Didier, ZÖLLER Ludwig & VALET Jean-Pierre (1998) - « Late Pleistocene Climatic Variations at Achenheim, France, Based on a Magnetic Susceptibility and TL Chronology of Loess ». *Quaternary Research*, 49, 3, p. 255-263.

SAINTY Jean (1992) - « Mutzig : un exceptionnel gisement du Quaternaire alsacien. Première partie: le gisement et l'atelier de taille ». *Cahiers alsaciens d'archéologie, d'art et d'histoire*, 35, p. 5-14.

SAINTY Jean & THÉVENIN André (1978) - « Le sol 74 ». *Recherches géographiques à Strasbourg*, 7, p. 123-137.

SAINTY Jean, THÉVENIN André (1980) - « Un gisement préhistorique du Jura alsacien : l'abri du Mannfelsen I à Oberlarg ». *Annuaire de la Société d'histoire sundgauvienne*, p. 21-39.

SCHNEIKERT François (2017) - *Contournement ouest de Strasbourg, A355, tronçon 2 : Achenheim, Breuschwickersheim, Ernolsheim-sur-Bruche, Ittenheim, Kolbsheim, Osthoffen. Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 360 p.

SCHNITZLER Bernadette, SAINTY Jean (1992) - *Aux origines de l'Alsace : du Paléolithique au Mésolithique*. Musées de la ville, Strasbourg, 103 p.

SCHUMACHER Eugen (1914) - « Achenheim als geologisch-praehistorische Station ». *Die Vogesen*, 12, p. 144-146.

SOMMÉ Jean, LAUTRIDOU Jean-Pierre, HEIM Jean, MAUCORPS Jean, PUISSÉGUR Jean-Jacques, ROUSSEAU Denis-Didier, THÉVENIN André & VAN VLIET-LANOË Brigitte (1986) - « Le cycle climatique du Pléistocene supérieur dans les loess d'Alsace à Achenheim ». *Quaternaire*, 23, 1, p. 97-104.

STEINER Nicolas (2017) - *Oberschaeffolsheim, installation de méthanisation : des fosses non datées et des vestiges de la Ceinture fortifiée de Strasbourg (1870-1918). Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 42 p.

STEINER Nicolas, CORNET Émeric, FLEISCHER Felix, VIGREUX Thomas, CHAMPOUGNY Anaïs, NICOUD Elisa, MOINE Olivier & SIEVERS Jonna Britt (2012) - *LGV Rhin-Rhône, Haut-Rhin, phase 2 Branche est : Burnhaupt-le-Haut, Aspach-le-Bas, Schweighouse-Thann, Reiningue (du PK 158,320 au PK 169,300). Rapport de diagnostic*. Pôle d'Archéologie Interdépartemental Rhénan, Sélestat, 222, 76 p.

STEINER Nicolas & WUSCHER Patrice (2017) - Betschdorf, Schlittweg : *découverte d'une fosse néolithique (Néolithique récent ?). Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 44 p.

THÉOBALD Nicolas (1955) - « Les alluvions anciennes au sud de la Bruche at aux environs d'Obernai (Bas-Rhin) ». *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 8, 1, p. 83-104.

THÉVENIN A. (1972), « Du Paléolithique ancien au Néolithique dans l'Est de la France : Actualité des recherches », *Revue archéologique de l'Est*, XXIII, 3-4, p. 163-204.

TRICART Jean, PUISSÉGUR Jean-Jacques, CLOOTS-HIRSCH Anne-Rose & PANIZZA Mario (1970) - « Évolution du cône mindelien de la Zorn à Eckwersheim (Bas-Rhin) ». *Quaternaire*, 7, 1, p. 3-12.

VOGT Henri (1992) - *Le relief en Alsace : étude géomorphologique du rebord sud-occidental du fossé rhénan*. Oberlin, Strasbourg, 239 p.

WERNERT Paul (1957) - *Stratigraphie paléontologigue et préhistorique des sédiments quaternaires d'Alsace*, Achenheim. Impr. de l'Université, Strasbourg, 262 p. (Mémoires du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine ; 14).

WUSCHER Patrice (2018) - *Schaffhouse-près-Seltz, Bas-Rhin, Muld, carrière Wienerberger. Rapport de diagnostic*. Archéologie Alsace, Sélestat, 47 p.

WUSCHER Patrice, BACHELLERIE François, KOEHLER Héloïse, DIEMER Simon, GRISELIN Sylvain, GOUDISSARD Simon, FELIU Clément, SCHNEIDER Nathalie, PRACHT Axel, FABRE Magali, MOINE Olivier, CLAUD Émilie, SALOMON Ferréol, RAMBEAU Claire, SCHMITT Laurent, SÉVÊQUE Noémie, PREUSSER Frank, ANTOINE Pierre, RINTERKNECHT Vincent, VILLA Valentina, RIXHON Gilles, BOËS Éric, BASOGE Florian & SCHWARTZ Dominique (2019) - *Le Paléolithique et le Mésolithique de la plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes. Reprise des données existantes, pistes pour détecter les sites et approches territoriales. Rapport de PCR, bilan de l'année 2018*. Ministère de la Culture, Strasbourg, 232 p.

WUSCHER Patrice, DIEMER Simon, KOEHLER Héloïse, BACHELLERIE François, GRISELIN Sylvain, GOUDISSARD Simon, SCHNEIDER Nathalie, SÉVÊQUE Noémie, BASOGE Florian, PREUSSER Frank, MOINE Olivier, BOËS Éric, PRACHT Axel, DETREY Jean, LEFRANC Philippe, ERTLEN Damien & AFFOLTER Jehanne (2018) - *Le Paléolithique et le Mésolithique de la plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes. Reprise des données existantes, pistes pour détecter les sites et approches territoriales. Rapport de PCR, bilan de l'année 2017*. Ministère de la Culture, Strasbourg, 132 p.

WUSCHER Patrice, KOEHLER Héloïse, MOINE Olivier, BACHELLERIE François, BASOGE Florian, GRISELIN Sylvain, SCHNEIDER Nathalie, BOËS Éric, DIEMER Simon & SÉVÊQUE Noémie (2016) - *Le Paléolithique et le Mésolithique de la plaine d'Alsace et des collines sous-vosgiennes. Reprise des données existantes, pistes pour détecter les sites et approches territoriales. Rapport de PCR*. Ministère de la Culture, Strasbourg, 53 p.

Auteurs

Patrice WUSCHER
Archéologie Alsace et UMR7362/Laboratoire Image, Ville, Environnement
11 rue Champollion
67 600 Sélestat.
patrice.wuscher@archeologie.alsace

François BACHELLERIE
Archéologie Alsace et UMR 5199/PACEA, France
11 rue Champollion
67 600 Sélestat.
francois.bachellerie@archeologie.alsace

Simon DIEMER
Doctorant, Université de Strasbourg, UMR 7044/Archimède, France
4 rue Blaise Pascal
67 081 Strasbourg.
simon.diemer@hotmail.fr

Héloïse KOEHLER
Archéologie Alsace et UMR 7044/Archimède, France

Sylvain GRISELIN
Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, UMR7041/ArScan

Simon GOUDISSARD
Antéa Archéologie et UMR7362/Laboratoire Image, Ville, Environnement
11 Rue de Zurich
68 440 Habsheim
simon.goudissard@antea-archeologie.com

RAP - n° spécial 36 - 2021 - Patrice WUSCHER *et al.* : *Du nouveau à l'Est : les recherches récentes sur le Paléolithique en Alsace menées dans le cadre du PCR Paleoels.*

Magali FABRE
Antéa Archéologie et UMR 7044/Archimède, France
11 rue de Zurich
68 440 Habsheim
magali.fabre@antea-archeologie.com

Axel PRACHT
Archéologue et archéozoologue en contrat à durée déterminée.
pm.axel@gmail.com

Nathalie SCHNEIDER
Institut National de Recherches Archéologiques Préventives
et UMR7362/Laboratoire Image, Ville, Environnement
121 rue d'Alésia
75 014 Paris.
nathalie.schneider-schwien@inrap.fr

Éric BOËS
Institut National de Recherches Archéologiques Préventives
et UMR 7044/Archimède, France
121 rue d'Alésia
75 014 Paris.
eric.boes@inrap.fr

Olivier MOINE
Centre National de la Recherche Scientifique,
UMR8591/Laboratoire de Géographie Physique de Meudon1
place Aristide Briand
92 195 Meudon.
olivier.moine@lgp.cnrs.fr

Résumé

Malgré l'existence de quelques sites de référence intensément étudiés depuis le début du XIXe siècle (Achenheim et Oberlarg par exemple), la recherche sur la Préhistoire ancienne a été peu développée ces dernières décennies en Alsace, principalement en raison du peu d'acteurs locaux investis sur la thématique. Les vestiges paléolithiques ont longtemps été jugés trop rares, par manque de matière première de qualité, ou trop difficiles à détecter à cause des épaisses couvertures sédimentaires.

Les recherches menées récemment dans le cadre de prospections thématiques et de fouilles programmées (Mutzig et Wolschwiller) et la découverte fortuite de plusieurs témoins d'occupations paléolithiques en contexte préventif ont motivé la création en 2015 du projet collectif de recherches PaleoEls destiné à établir un état des connaissances des indices archéologiques et des formations superficielles pléistocènes de la région. L'ensemble des travaux entrepris dans le cadre de ce PCR a alors permis d'élaborer des modèles de conservation et de localisation des sites archéologiques à l'échelle régionale, permettant la découverte de 7 nouveaux sites paléolithiques et la fouille de 4 d'entre eux lors de travaux d'archéologie préventive.

Mots-clés : Paléolithique, géomorphologie, historiographie, taphonomie, loess, alluvions, diagnostics

Abstract

Despite the existence of some reference sites intensively studied since the beginning of the nineteenth century (Achenheim and Oberlarg for example), research on early Prehistory has been underdeveloped in recent decades in Alsace, mainly due to the lack of local participants involved in the area. Paleolithic remains have long been considered too rare, due to lack of material, or too difficult to detect because of the thick sedimentary layers.

Recent research in the context of thematic prospecting and planned excavations (Mutzig and Wolschwiller) and the fortuitous discovery of several Paleolithic occupations in a preventive context motivated the creation in 2015 of the collective research project PaleoEls intended to establish a report on the archaeological evidence and Pleistocene surface formations of the region. All the work undertaken under this CRP has led to the

RAP - n° spécial 36 - 2021 - *De l'Île-de-France à l'Europe du Nord-Ouest : les peuplements humains avant le dernier maximum glaciaire, bilan, objectifs et perspectives de la recherche.*

development of regional models for the conservation and location of archaeological sites, allowing for the discovery of 7 new Paleolithic sites and the excavation of 4 of them by preventive archaeology.

Keywords : Paleolithic, geomorphology, historiography, taphonomy, alluvial deposits, testing

Traduction : John LYNCH

Zusammenfassung

Abgesehen von einigen Referenzfundstätten, die seit dem 19. Jh. Gegenstand intensiver Untersuchungen sind (z. B. Achenheim und Oberlarg), wurde der paläolithischen Forschung im Elsass in den letzten Jahrzehnten kaum Aufmerksamkeit geschenkt, hauptsächlich weil sich nur wenige lokale Akteure mit dem Thema befassten. Die paläolithischen Spuren galten als zu selten, entweder aus Mangel an Material, oder weil die Spuren wegen der mächtigen Sedimentdecken nur schwer auszumachen waren.

Die kürzlich im Rahmen der thematischen Prospektionen und Plangrabungen (Mutzig und Wolschwiller) durchgeführten Forschungen und die zufällige Entdeckung mehrerer paläolithischer Siedlungsspuren bei Präventivgrabungen haben 2015 zu dem kollektiven Forschungsprojekt „PaleoEls" geführt, das den Bestand der archäologischen Zeugnisse und pleistozänen Oberflächenformationen der Region erfassen soll. Die im Rahmen dieses PCR unternommenen Forschungen haben es erlaubt, Konservierungs-und Lokalisierungsmodelle der archäologischen Fundplätze auf regionaler Ebene zu erstellen und so die Entdeckung von sieben neuen paläolithischen Fundplätzen ermöglicht, von denen vier bei präventivarchäologischen Arbeiten ausgegraben wurden.

Schlagwörter : Paläolithikum, Geomorphologie, Historiographie, Taphonomie, Löss, Alluvionen, Prospektionen

Traduction : Isa ODENHARDT-DONVEZ (isa.odenhardt@gmail.com).

Annexe 16. Article *Quaternary Science Reviews*

Quaternary Science Reviews 266 (2021) 107085

Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary Science Reviews

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quascirev

Revised map of European aeolian deposits derived from soil texture data

Pascal Bertran [a, b, *], Mathieu Bosq [b], Quentin Borderie [c], Céline Coussot [d, e], Sylvie Coutard [f, e], Laurent Deschodt [g, f], Odile Franc [h], Philippe Gardère [i, j], Morgane Liard [k], Patrice Wuscher [l, m]

[a] Inrap, 140 Avenue du Maréchal Leclerc, 33130, Bègles, France
[b] PACEA, Université de Bordeaux-CNRS, Bâtiment B2, Allée Geoffroy-Saint-Hilaire, 33605, Pessac, France
[c] Direction de l'aménagement, Conseil départemental d'Eure-et-Loir, 28028, Chartres, France
[d] Inrap, 3-5 Rue René Cassin, 28000, Chartres, France
[e] UMR 8591 CNRS, Laboratoire de Géographie Physique, Environnements Quaternaires et Actuels, 1 Place A. Briand, 92195, Meudon, Cedex, France
[f] Inrap, 32 Avenue de l'Etoile du Sud, 80440, Glisy, France
[g] Inrap, 11 Rue des Champs, 59650, Villeneuve-d'Ascq, France
[h] Inrap, 12 Rue Maggiorini, 69500, Bron, France
[i] Inrap, 148 Avenue André Maginot, 37100, Tours, France
[j] UMR 7324 CNRS Citères – LAT, 35 Allée Ferdinand de Lesseps, 37200, Tours, France
[k] Inrap, 525 Avenue de la Pomme de Pin, 45590, Saint-Cyr-en-Val, France
[l] Archéologie Alsace, 11 Rue Jean-François Champollion, 67600, Sélestat, France
[m] Laboratoire Image Ville Environnement, Université de Strasbourg-CNRS, 3 Rue de l'Argonne, 67000, Strasbourg, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 6 May 2021
Received in revised form
1 July 2021
Accepted 6 July 2021
Available online xxx

Handling Editor: Xiaoping Yang

Keywords:
Loess
Coversand
Cartography
Europe
LUCAS topsoil Database

ABSTRACT

European aeolian deposits have been mapped using the LUCAS topsoil texture database and the location, thickness and grain size mode of loess sections described in the literature have been compiled. The map, in fairly good agreement with those based on a classical geological approach, has the advantage of being of equal precision for the whole study area and makes it possible to highlight grain size gradients. It shows three main types of aeolian systems, i.e. systems associated with ice sheets (FIS, BIIS, AIS) and the rivers they feed, continental systems related to the erosion of sedimentary rocks, and coastal systems. Each aeolian system is comprised of a band of coversands of varying extent close to the sources and bands of sandy loess and loess away from the sources. The thickness of loess is highly variable throughout Europe. The areas of greatest accumulation are associated with the rivers draining the AIS (Rhine, Danube, Rhône). The Middle Danube, which combines sources of glacial origin (AIS) and local sources, constitutes the main accumulation area in Europe. Conversely, continental and coastal systems generated only limited loess cover. The latitudinal gradient of vegetation probably played an important role in loess sedimentation during the LGM. Weak interference between particle transport and vegetation (periglacial desert in the sand belt, cryptogamic crusts and steppe in the north European loess belt) allowed for particle sorting through aeolian transport to develop. The loess band is extensive in low-relief areas and is typified by a low sand content. In southern Europe, on the other hand, the capture of saltating and suspended particles by the shrubby steppe vegetation led to the dominant accumulation of sandy loess near sources.

© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Along with the development of databases and GIS software, the cartography of aeolian deposits in Europe has given rise to a great deal of work over the past decade due to a rising interest in various fields, particularly agriculture and the reconstruction of Quaternary

* Corresponding author. Inrap, 140 Avenue du Maréchal Leclerc, 33130, Bègles, France.
E-mail address: pascal.bertran@inrap.fr (P. Bertran).

https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107085
0277-3791/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

glacial environments. The cartography has been achieved using two main types of methods: (1) the compilation of regional maps based on a conventional geological or pedological approach, and (2) the use of databases on soil texture interpolated from a dense mesh of measurement points, sometimes coupled with other variables. Among the first type of maps, the most notable are those produced by Wagner et al. (2011) and Lehmkuhl et al. (2018a) for Germany, Prognon et al. (2011) for France, Lindner et al. (2017) and Lehmkuhl et al. (2018b) for the Pannonian Basin (Croatia, Hungary, Serbia), and Jipa (2014) for the Lower Danube Basin (Romania and Bulgaria). These maps were then compiled in order to produce a homogeneous document at a continental scale (Haase et al., 2007; Lehmkuhl et al., 2021). The second type of method has been developed more recently using the topsoil texture database provided by the European project Land Use and Cover Area Frame Statistical Survey (LUCAS, Tóth et al., 2013; Ballabio et al., 2016) and the French Donesol project of the Institut National de Recherche Agronomique (INRA). The resulting maps cover French regions (Sitzia et al., 2017; Bosq et al., 2018) and the European Union (Bertran et al., 2016). A similar approach, coupled with airborne gamma-ray radiometric data, was proposed by Chen et al. (2020) for a small region (Beauce) in the Paris Basin, France.

Both methods have their own advantages and limitations. The main drawbacks of the conventional cartographic approach lie in the heterogeneity of the data used depending on the country (geological or pedological maps), in the heterogeneity of the thickness criteria for the mapped deposits and, finally, in the difficulties inherent to the mapping of discontinuous Quaternary formations because of the contrasting interest shown by the authors in surface deposits at the expense of bedrock. This factor is clearly perceptible by looking at adjacent sheets of the French 1:50,000 geological map, where loess areas can stop abruptly when crossing sheet boundaries. Therefore, the accuracy and reliability of the maps remain variable from one region to another.

In comparison, the second type of cartography has the advantage of being established with homogeneous data over the whole territory under consideration. It also has the advantages of (1) proposing a map of equal precision for all regions, and (2) showing particle size gradients, which provide important information on the origin of particle sources. The limits are mainly those inherent to the interpolation of particle size data from a limited number of observation points. However, the evaluation made by Ballabio et al. (2016) for the LUCAS database indicates that the difference between predicted and measured texture does not exceed 10% for low-altitude areas. Another uncertainty lies in the delimitation of the textures corresponding to aeolian deposits. For the map proposed by Bertran et al. (2016), the range of textures measured by the pipette method on loess samples from northern France by Lautridou (1985), similar to the method used in the LUCAS project, was chosen as representative of all European loess. Comparison with the geological maps and the distribution of known loess sections subsequently showed that the extent of loess was largely underestimated in some European regions, particularly in the Rhône valley (Bosq et al., 2018) and southern Germany (Lehmkuhl et al., 2018a). Similar observations can also be made for a large part of southeastern Europe. The use of topsoil texture is also likely to introduce additional uncertainty into the mapping of eolian deposits, as pedogenesis and surficial geomorphic processes can alter the texture of parent sediments. The definition of target textures from topsoil texture sampling in areas of thick eolian deposition has allowed for the incorporation of much of the pedogenic changes. Finally, another uncertainty exists with the similar textures of non-aeolian deposits (e.g., silt-rich lacustrine or fluvial deposits) with that of loess and the potential erroneous consideration of these deposits. Nevertheless, first evaluations in France through a comparison between field data and the map generated using the LUCAS database have shown that this uncertainty is minimal, due to the particular texture of aeolian deposits (Bertran et al., 2016; Bosq et al., 2018). Aeolian deposits show both a specific texture and a great continuity in the landscape, covering usually many square kilometres without significant textural changes. In contrast, only isolated pixels in areas of sedimentary formations or weathering mantles satisfy the textures used for aeolian deposits. These pixels have been removed though data treatment (see below).

This paper proposes a new cartography of European aeolian deposits based on topsoil texture (LUCAS), using an improved envelope for loess texture and a modified treatment. In parallel, a compilation of data on the thickness of the loess cover has been carried out using sections available in the literature and borehole databases. Information on the particle size distribution of Marine Isotope Stage (MIS) 2 loess obtained by laser granulometry has also been gathered from databases and information provided by various scientists. Goal here is to shed new light on the distribution of Pleistocene aeolian deposits and contribute to a better understanding of the factors that controlled their emplacement.

2. Methods

Raster maps of the topsoil (0–20 cm depth) content in clay (<2 μm), silt (2–50 μm), sand (50–2000 μm) and coarse fragments (>2 mm) interpolated over the entire territory of the European Union by Ballabio et al. (2016) from the LUCAS database (available on the European Soil Data Centre website, eusoils.jrc.ec.europa.eu/data.html) were used as starting data for the analysis. In this database, the texture was measured using the pipette and sieving method. The target texture for three categories of aeolian deposits (coversands, sandy loess and loess) was determined using the following method. The texture of 500 randomly distributed points in the areas mapped by Lehmkuhl et al. (2018a) in middle and southern Germany as loess with a thickness greater than 2 m was extracted from the LUCAS rasters. The area corresponding to the textures obtained (Fig. 1A), minus the most sandy part (the boundary between loess and sandy loess was set at 37% sand), provides the target texture for the 'Central European loess' category (Fig. 2, Table 1). The choice of a 37% sand limit, slightly higher than that used by Haase et al. (2007), i.e. 30%, is motivated by the difference between the minimum sand size for LUCAS (50 μm) and for Haase et al. (63 μm). It also enables us to obtain categories whose areas are roughly equivalent in a sand-silt-clay diagram. The coarse fragment content was limited to 13% as for Bertran et al. (2016).

The texture of loess from northern France from Lautridou (1985), used by Bertran et al. (2016) to define the target texture of loess, is characterised by a higher percentage of silt on average and a very low percentage of sand, i.e., less than 20% for the majority of the sites analysed (Fig. 1B). Comparison between the composition of Lautridou's samples and the LUCAS texture of 500 points randomly distributed in the area mapped as loess with a thickness greater than 4 m by the same author shows good agreement between the texture ranges and indicates that loess in that region is fairly homogeneous and contains little sand. Therefore, the target texture of the Northern European Loess Belt (NELB) has been extended towards the silt pole compared to that of central Europe (Fig. 2). For Brittany, where loess can be mixed with sand derived from granite weathering, the envelope of Lautridou's samples has been retained for the loess target texture.

The 'Central European loess' texture was then slightly modified for southern European regions, so as to include as many of the LUCAS textural data points as possible corresponding to the loess outcrops listed in the literature, while also keeping the window as

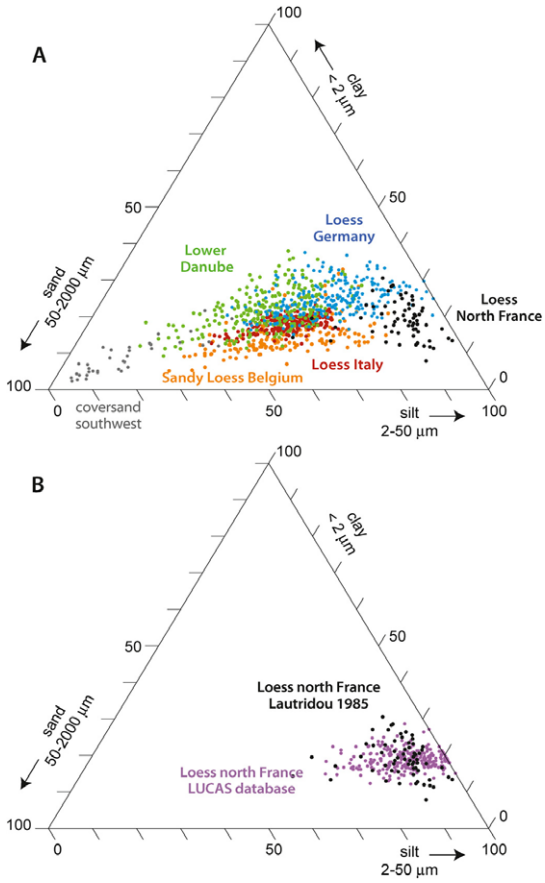


Fig. 1. Texture of European aeolian deposits. A - Points extracted from topsoil texture rasters in different areas of aeolian deposits; B - Samples of loess from northern France analysed by Lautridou (1985), compared to 500 points extracted from topsoil texture rasters (Ballabio et al., 2016) in the zone of loess with a thickness greater than 4 m.

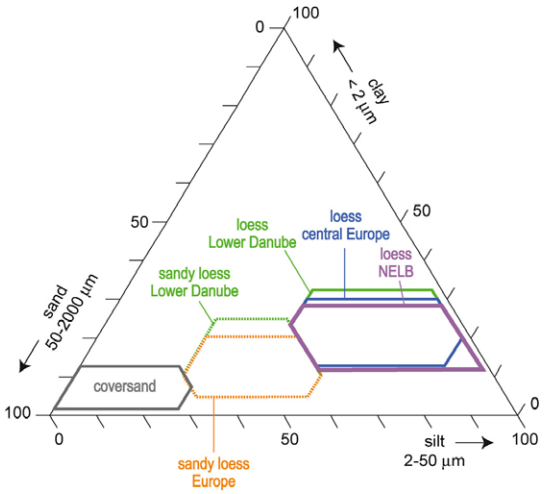


Fig. 2. Target textures of aeolian deposits according to regions.

Table 1
Target textures of the aeolian deposits.

	clay (%)	silt (%)	sand (%)	coarse (%)
Loess NELB	12–28	40–78	3–37	<13
Loess UK	12–28	40–78	3–37	<18
Loess central Europe	12–30	40–78	3–37	<13
loess Lower Danube Basin	12–33	40–78	3–37	<13
Loess Po Plain	12–33	40–78	3–37	<18
Loess Rhône Valley	12–33	40–78	3–37	<20
Sandy loess NELB-central Europe	5–20	23–53	37–67	<12
Sandy loess Lower Danube Basin	5–26	23–53	37–67	<12
Sandy loess Rhône Valley	5–26	23–53	37–67	<20
Coversand	2–13	0–27	66–100	<12

narrow as possible. Comparison with the distribution of known loess outcrops in the Rhône valley in France (Bosq et al., 2018) and the available maps for Italy (Cremaschi et al., 2015; 'Pleistocene silts' from the 1:1,000,000 geological map, onegeology, http://www.europe-geology.eu/onshore-geology/) shows that the target texture of the 'Central European loess' significantly underestimates the extent of loess. In both areas, the main issue is related to the high percentage of coarse fragments in the topsoil, which exceeds 13% in the majority of cases (Fig. 3A). The abundant coarse fraction can have two main origins: (1) the presence of anthropogenic remains (shards, various debris) left by the dense occupation of these areas during the Holocene, (2) the presence of carbonate concretions favoured by the Mediterranean climate and mixed with the topsoil because of ploughing, erosion or colluviation. Observations in the Rhône Valley by Bosq et al. (2018, 2020a) have shown that the second factor plays an important role. The upper limit of coarse fragments was therefore raised to 18% for Italy and 20% for the Rhone valley following Bosq et al. (2018). However, such an adjustment increases the risk of improperly classifying as loess other deposits or mixtures of loess and coarser material such as colluvium.

Although loess accumulations forming part of the NELB were mapped by Catt (1977, 1985) in the UK over large areas, few pixels were found to meet the target loess texture, primarily because of a percentage of coarse fragments greater than 13%. Observations by Murton et al. (2003) in Kent suggest that the loess cover, generally less than 2 m thick, has been strongly affected by periglacial processes. In this area, loess forms pockets surrounded by involutions of chalk diamicton (brecciated chalk substratum). The involutions reach the surface and probably explain the abundance of coarse debris in the topsoil. Consequently, the maximum content of coarse fragments was set at 18%.

Finally, an adjustment was made for the maximum allowable percentage of clay in loess from southern Europe, since the typical soils of these regions, respectively Mediterranean Cambisols (Rhône valley, Italy) and Chernozems (Bulgaria, Romania), are richer in clay than the Luvisols and Cambisols of the rest of Europe, where weaker weathering and stronger clay eluviation take place in the topsoil (Fig. 3B). An additional factor that may have accounted for higher clay content in southern Europe is the contribution of clay-rich dust from the Sahara, although this contribution is still debated (e.g., Varga et al., 2016; Bosq et al., 2020b). The threshold has been set at 33% instead of 30%.

The LUCAS texture points corresponding to the sections of

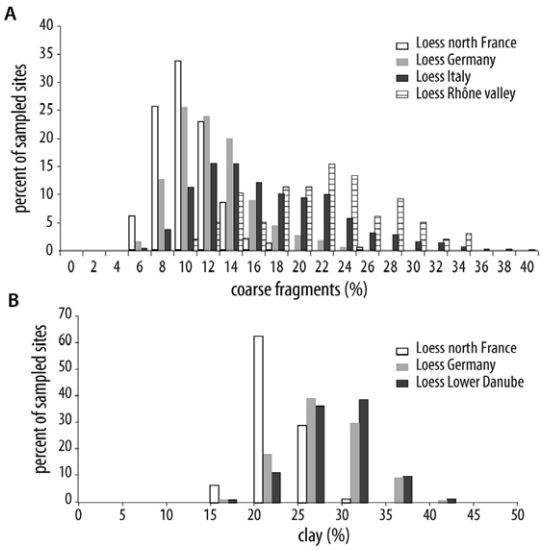


Fig. 3. Random points extracted from topsoil texture rasters (Ballabio et al., 2016) in loess from northern France, Germany, Italy, the Lower Danube Basin and the Rhône Valley. A - Percentage of coarse fragments; B - Percentage of clay.

aeolian sand described in Aquitaine (Sitzia et al., 2017; Bertran et al., 2020) made it possible to define a target texture for coversands (Fig. 1A). The upper limit of coarse fragments was set at 12%. This target texture was considered representative of all European coversands. The compositions between coversands and loess define the category of 'sandy loess'. As with loess, adjustments were made regionally according to the percentage of clay and coarse fragments (Fig. 2, Table 1).

The extraction of pixels (500 m × 500 m) satisfying the target textures by combining the LUCAS rasters for sand, silt, clay and coarse fragments was carried out region by region using the software QGIS version 3.10. In order to generate more continuous map units and to reduce the noise related to local texture variations, the value of each pixel (1: satisfies the target texture, 0: does not satisfy this texture) was recalculated from the average of the closest pixels and values below a threshold of 0.5 were eliminated. The areas corresponding to Holocene formations in the 1:1,000,000 European geological map, modified from the data provided by Lehmkuhl et al. (2018b) for several countries and the Carte du Régolite (Prognon et al., 2011) for France, were then subtracted. The areas of northern Europe covered by the Fennoscandian (FIS) and British-Irish (BIIS) ice sheet at 15 ka (Clark et al., 2012; Stroeven et al., 2016) were also subtracted. The resulting rasters were converted into polygons and then assembled into a single file for the European Union. Polygons with an area of less than four pixels were finally eliminated.

The location of the loess sections mentioned in the literature was gathered into a point file, either from the coordinates provided by the authors or, in few cases, by georeferencing the published maps. Depending on the sources, these locations have a varying precision. For France, the boreholes listed in the Banque du Sous-Sol (BSS) of the Bureau des Recherches Géologiques et Minières (BRGM) and located in areas with a loess cover were exploited, although not exhaustively. Data from rescue archaeology (Bertran et al., 2011, 2016; Font et al., 2016; Borderie et al., 2017; Sitzia et al., 2017; Gardère and Djemmali, 2018; Coutard et al., unpublished) and various academic works were also taken into account. Overall, the network of observation points is relatively dense in France (N = 1707), much looser for the rest of Europe (N = 138). For each point, the fields completed are (1) the total thickness of the loess cover, (2) the thickness of the Last Glacial loess cover, i.e. all the loess located above the Interglacial - Early Glacial palaeosol complex, and (3) the main mode of the grain size distribution of loess from Marine Isotopic Stage (MIS) 2. When several samples were available for MIS 2, only one representative sample (i.e. with an intermediate particle size distribution between the extremes) was chosen.

3. Results

3.1. Comparison between the new map and previous maps

Overall, the visual concordance between the new map (Fig. 4) and the map by Lehmkuhl et al. (2021) is good (Fig. 5). There is a 55% overlap between the loess and sandy loess areas mapped by the latter authors and those of the new map. An important part of the discrepancies comes from the peripheral areas of the main aeolian accumulations. Significant differences also appear for some regions, e.g., Aquitaine, where the map by Lehmkuhl et al. (2021) does not show any loess, as well as the French side of the English Channel (Brittany-Normandy) and the Po basin where loess is much more extensive in the new map. Similarly, the sandy loess category forms a more continuous band south of the North European coversands, suggesting that the sediment thickness is relatively low and poorly captured by classical geological mapping. Another noteworthy point is the small extent of sand on the map by Lehmkuhl et al. (2021). Large areas of Hungary mapped as coversands by both Sebe et al. (2011) and the present study appear as sandy loess in Lehmkuhl et al. (2021), especially around the towns of Kecskemet and Debrecen. In total, loess, sandy loess and coversands cover an area of about 382,419 km^2, 107,111 km^2 and 372,119 km^2 respectively on the new map presented here.

The Cotentin peninsula on the French side of the English Channel was the subject of numerous field observations using trenches and augering by Coutard (2003) and enables a precise comparison to be made between available maps and the location of the points where the presence or absence of loess has been proved (Fig. 6). Compared to the other maps, the new one scores better (ca. 86%) in classifying as loess those points where the presence of loess is actually confirmed by field studies (Fig. 7), largely because this category is more widely represented. The average loess thickness in this map unit determined from all the observation points is 0.54 m, while it is only 0.20 m in areas not mapped as loess. When only the points where loess has been observed are taken into account, the average thickness reaches 1.55 m in the areas mapped as loess, while it reaches only 1.16 m outside. Unexpectedly, the latter values are reversed for the other maps (BRGM geological map 1:50,000, Lehmkuhl et al., 2021), i.e. the thickest loess sections are located outside the mapped loess areas.

The resulting map shows relatively independent aeolian systems, each characterised by the juxtaposition of sand, sandy loess and loess areas. These systems are detailed separately in the following paragraphs.

3.2. Northern European sand belt (NESB) and loess belt (NELB)

Northern Europe is covered by a wide band with a dominant texture of aeolian sand approximately bounded by the parallel N50° in Poland and N52° in the Netherlands and Belgium. This band matches well with the coversands and continental dunes

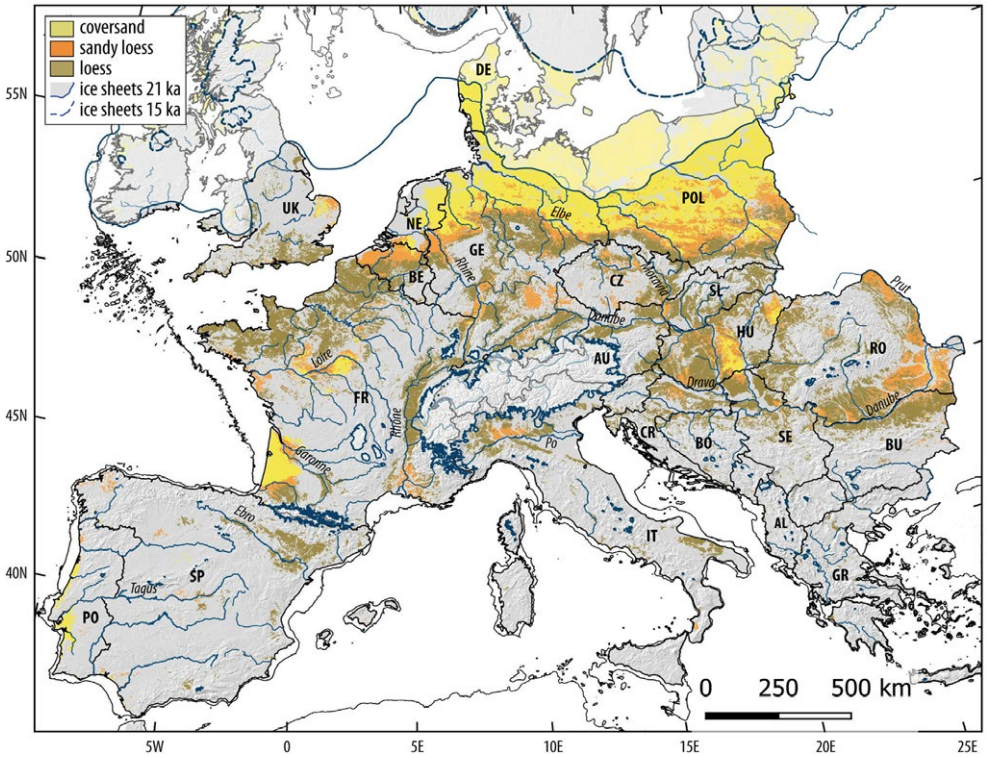


Fig. 4. Map of European aeolian deposits. The 21 ka ice sheets are taken from Hughes et al. (2016) for FIS and BIIS and from Ehlers and Gibbard (2004) for the rest of Europe. The 15 ka ice sheets are from Clarke et al. (2012) for BIIS and Stroeven et al. (2016) for FIS. AL — Albania, AU — Austria, BE- Belgium, BO — Bosnia Herzegovina, BU — Bulgaria, CR — Croatia, CZ — Czech Republic, DE — Denmark, FR — France, GE — Germany, GR — Greece, HU — Hungary, IT — Italy, NE — the Netherlands, PO — Portugal, POL - Poland, RO — Romania, SE — Serbia, SL — Slovakia, SP — Spain, UK — United Kingdom.

mapped by Koster (1988) and Zeeberg (1998), referred to as the 'European Sand Belt'. It suggests a much greater extension and continuity of the aeolian sand cover than is indicated by the geological maps (Lehmkuhl et al., 2016, 2021) probably because it is thin, often less than 1 m (Kasse, 1997, 2002). Comparison with the 1:1,000,000 geological map of Europe shows that the southern limit of sand coincides with the extent of Upper and Middle Pleistocene tills and fluvioglacial deposits from Poland to the Netherlands, as already noted by Koster (2005) (Fig. 8), and suggests a genetic relationship between glacial outwash and coversands (Kasse, 1997; Koster, 2005). This low-altitude zone (<100 m asl) is also typified by very little contrast in relief, which is favourable to the progression of sand by saltation over large areas (Pye, 1995; Mason et al., 1999). The extensive low-lying plains in the southern Netherlands and Belgium probably accounts for the spread of coversands there well beyond the limit reached by the Quaternary glaciers, from sources located in today's North Sea (Vandenberghe and Krook, 1981; Kasse, 1997). The sand belt continues westwards to East Anglia in the UK (Catt, 1977; Bateman, 1995), where the map shows only discontinuous patches due to the thin cover and disturbance by periglacial processes favoured by the frost-susceptible chalk substratum (Murton et al., 1995).

The sand belt is bordered along its entire southern length by a band of sandy loess of varying width, from less than 10 km (Germany, Poland) to more than 50 km (Belgium), which gives way still farther south to loess forming a blanket 20–40 km wide in the east to more than 100 km wide in the west (Belgium and northern France). It can be noted that rivers flowing from south to north in Germany and Poland, e.g. the Leine, the Saale, the Lausitzer Neisse and the San, cross the aeolian bands without significant disturbance of the latter. The juxtaposition of these belts reflects the size sorting of the particles transported in suspension and suggests the same sources as for the coversands. This is consistent with the potassium-rich and relatively calcium-poor geochemical composition of loess from Poland and northern Germany, which is similar to that of the felsic rocks of the Scandinavian Shield (Bosq et al., 2020b; Skurzynski et al., 2020). The same holds true further east for loess in the Dnieper basin in Ukraine (Buggle et al., 2008), not shown on the map. The composition becomes richer in carbonates and resistant minerals westwards (Belgium, France) following the contribution of alluvial deposits from the Rhine and Seine.

The spatial extent of the loess belt is controlled primarily by relief, particularly to the south by mountain ranges such as the Carpathians, the Sudeten Mountains, the Rhenish Schist Massif and the Ardennes. As already pointed out by Bertran et al. (2016), loess spreads westwards to the tip of Brittany and indicates that the Manche River (i.e. the river that occupied the English Channel, e.g. Toucanne et al., 2009) fed both by meltwater from the ice sheets

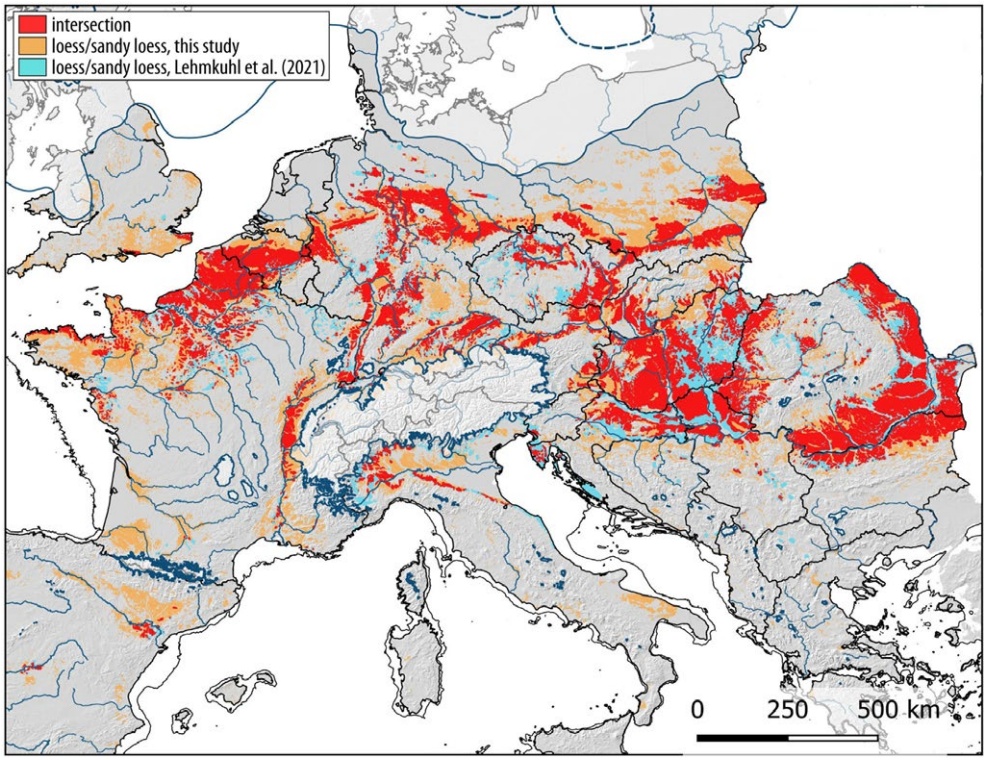


Fig. 5. Comparison of the distribution of loess and sandy loess in this study and Lehmkuhl et al. (2021). Common areas are in red. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

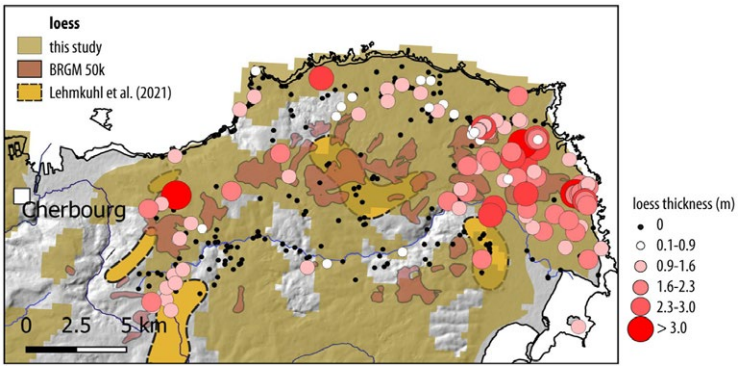


Fig. 6. Distribution of loess in the Cotentin (NW France) according to this study, the 1:50,000 geological map (BRGM) and Lehmkuhl et al. (2021), compared with the observed loess sections (Coutard et al., 2005).

and by the rivers Rhine, Seine and Thames, was an important source of particles (Lautridou, 1985). Due to its thinness and discontinuous nature, the loess cover located west of the Seine is underrepresented on available geological maps (e.g., Prognon et al., 2011; Lehmkuhl et al., 2021). Along the English Channel, whose coasts are dominantly bordered by cliffs that formed an obstacle to the progression of saltating sand, coversand and sandy loess are lacking on the currently emerged part of the continent. The small

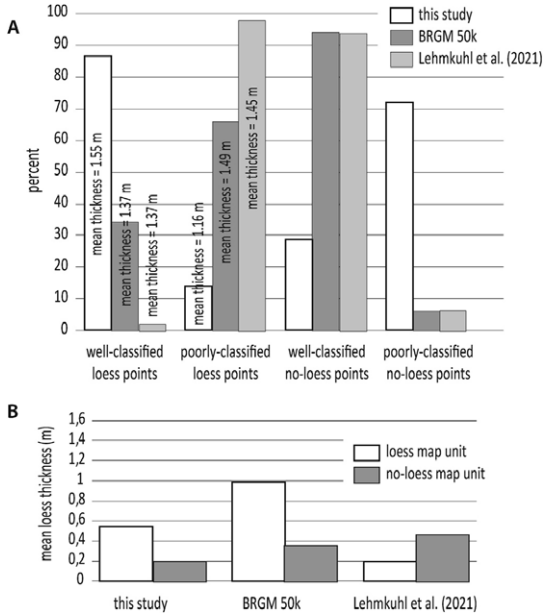


Fig. 7. Comparison between maps and observation points in the Cotentin region. A - Percentage of points with loess or without loess well classified according to maps; the thickness indicated corresponds to the average thickness of the observed loess (points without loess excluded); B - Average loess thickness all points combined.

sand patches at the periphery of the Mont-Saint-Michel Bay described by Lautridou (1985), which are associated with ventifacts and sand wedge casts, are an exception. They are not visible on the map, probably due to their discontinuous nature. Some loess sections studied by Coutard (2003) located along the Normandy coast also have a significant sandy fraction (40–60%).

In detail, there are also areas with sandy loess texture, more rarely loess, within the ESB, which form narrow bands that are increasingly developed eastwards into Poland. These bands run along ice marginal valleys (IMV), in particular the Elbe-Glogow-Baruth IMV (Marks, 2002; Badura et al., 2013) and probably reflect phases of stagnation of the ice front during deglaciation, associated with the northward shift of the aeolian system that followed the retreat of the ice. Loess accumulations, however, remain limited due to the short duration of these phases.

3.3. Perialpine systems

Rivers fed by the Alpine Ice Sheet (AIS) were the source of thick aeolian deposits along the adjacent valleys. In spite of the specific properties of each catchment area, the geochemical composition of all perialpine loess is similar and characterised by a high Ca content due to abundant calcareous rocks in the AIS bedrock (Bosq et al., 2020b). Four major rivers have created aeolian systems of significant extent, the Rhine, the Danube, the Rhône and the Po, each of which has a sandy area of limited width near the river and finer deposits away from the river on either side, often with a marked asymmetry. For the Rhine, accumulations develop mainly in the graben upstream of the Rhine-Main confluence (Upper Rhine Graben, URG) as well as further north (Lower Rhine Embayment, LRE) in the congruence zone with the NELB as already shown by Lehmkuhl et al. (2018a). In the URG, the accumulations remain primarily confined to the graben where they cover alluvial terraces. They spread more widely over the plateaus in areas where relief does not exceed 250 m asl, particularly on the right bank between

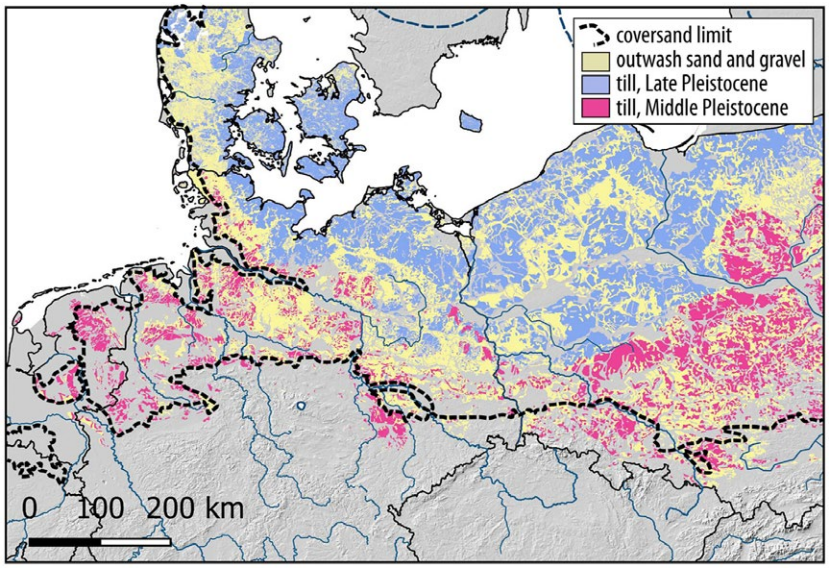


Fig. 8. Distribution of coversands (this study), till and fluvio-glacial alluvium (http://www.europe-geology.eu/onshore-geology/) in northern Europe.

Karlsruhe and Heidelberg. Geochemistry supports a predominantly Alpine origin (Rhine alluvium) for Nussloch loess (Schatz et al., 2015; Bosq et al., 2020b).

A north-south asymmetry appears clearly in the distribution of aeolian deposits along the Rhône valley, with predominant loess accumulation over fluvio-glacial fans to the north of Valence and sandy loess to the south, associated with dunes and deflation features (yardangs, pans, ventifacts) close to the river (Gabert, 1965; Ambert, 2013; Bosq et al., 2018). The transition takes place downstream of valley narrowings between the Massif Central and the Alps, which channeled and accelerated the prevailing winds.

The Po catchment area is largely covered by loess, with a strong asymmetry between the northern and southern banks. Overall, the map presented here suggests that aeolian deposits are more widespread than shown by Cremaschi et al. (2015) and Lehmkuhl et al. (2021). Sandy silt mantles the northern banks of the Po and forms strips along alpine tributaries. These deposits were interpreted as Late Pleistocene fluvial sediments by Italian authors instead of aeolian deposits, which suggests that the sandy loess deposits have been more or less reworked by fluvial dynamics. Additional field work would be necessary to solve this issue.

The Danube system is more complex and overlaps with other river systems and with the system of the Pannonian Basin (Hungary, Serbia). The main areas of loess accumulation are located in the upper basin (Upper Danube Basin, UDB: Southern Germany, Austria), the middle course (Middle Danube Basin, MDB) as it crosses the Pannonian Basin (Lehmkuhl et al., 2018b) where the Danube joins the Morava coming from the Bohemian Massif, then the Drava, another Alpine river, and the lower course (Lower Danube Basin, LDB) downstream of the Carpathians (Romania, Bulgaria; Jipa, 2014). In the LDB, sandy loess expands and is mainly distributed at the exit of the Carpathians, along the tributaries, as well as in the downstream course where the Danube flows northwards before its confluence with the Prut. In this sector, the pattern in bands of decreasing grain size away from the river becomes unclear and sandy loess is largely predominant.

3.4. 'Continental' systems

These systems correspond to outcrops of (often Cenozoic) sedimentary rocks (sand, sandstone, molasse) at the outlet of corridors that channelled the wind. One of the best examples is the Pannonian Basin (Hungary) described by Sebe et al. (2011, 2015). It comprises successively from upwind to downwind (1) a zone dominated by deflation, where sedimentary rocks are carved by the wind (yardangs, pans, ventifact pavements), (2) dunefields and (3) a loess belt. In this basin crossed by the Danube, Alpine (Danube alluvium) and local inputs are closely intertwined and their respective contributions remain difficult to assess (Smalley and Leach, 1978; Wright, 2001). Geochemical data clearly indicate the mixture of different sources, in particular Danube alluvium, alluvial fan deposits from the Carpathians, and dolomite-rich rocks cropping out in the basin (Újvári et al., 2012).

Similar but smaller systems, combining yardangs, playas and aeolian sands, have been described in Spain in the Ebro basin (Gutiérrez-Elorza et al., 2002), the Duero basin (Bateman and Diéz-Herrero, 2001; Bernat Rebollal and Pérez-Gonzalez, 2008) and the Manchega plain (Bernat-Rebollal and Pérez-González, 2008). The sandy areas as mapped by these authors are poorly captured by the map presented here, although aeolian sand patches are present in the Duero Basin. Loess patches also occur in the map downwind of the deflation areas in the Ebro Basin, in agreement with Boixadera et al. (2015) and along the Tagus (Wolf et al., 2018, 2019).

Small continental systems also exist in France in the Loire basin between Tours and Orléans where the formations that were the sources of aeolian particles are Eocene to Middle Pleistocene in age (Macaire, 1986; Liard et al., 2017), as well as possibly in Germany around Nuremberg (Triassic). Aeolian accumulations are limited in extent and dominated by coversands and sandy loess. Deflation-related features are restricted to ventifact pavements. In the Nuremberg area, aeolian sand patches are indicated by Lehmkuhl et al. (2021), demonstrating that the Triassic substrate has been affected by deflation during the Pleistocene. The map presented here suggest that the deposits have a sandy loess texture instead of a typical coversand texture (at least in the topsoil) and forms larger patches than shown by Lehmkuhl et al. (2021). This may be an effect of the method used for mapping. Conventional geological approach only takes into account units thicker than one or 2 m, whereas much thinner aeolian covers are captured by the approach based on topsoil texture.

3.5. Atlantic coastal systems

Several aeolian systems have developed along the Atlantic coast, particularly in southwestern France (Aquitaine, Sitzia et al., 2015, 2017; Bertran et al., 2020) and in the Iberian Peninsula (Gulf of Cadiz, Spain, Zazo et al., 2005, 2008; Aveiro area, Portugal, Granja et al., 2008; Thomas et al., 2008). The progression of sands far inland was made possible during the glacial periods by the absence of coastal relief. The loess belt remains modest in Aquitaine and almost non-existent in the Iberian systems. According to Sitzia et al. (2017), the grain size gradients and the geochemical composition argue for a loess origin essentially related to aeolian abrasion of the sands in the south and a mixed origin (aeolian abrasion together with the contribution of alluvium from the Garonne) for the loess located on the right bank of the river.

3.6. Other systems

Other minor systems have developed in connection with rivers draining areas of high relief that were not or only slightly glaciated during the LGM. This is the case of the Saône valley, the Doubs valley and the upper Garonne basin in France, the upper Elbe basin in the Czech Republic and the Moravia River on the border between the Czech Republic and Slovakia. For the Moravian system, zircon morphology indicates a source from the Bohemian Massif (Morava alluvium) and Tertiary sedimentary rocks in the lower river (Lisá and Uher, 2006), while the geochemistry of the fine fraction also suggests a contribution from the NELB (Bosq et al., 2020b). Loess patches also occur in small intramontane basins in Italy and along the Adriatic coast (Slovenia to Albania). It should be noted that in Italy, the patches located at the foot of volcanoes around Rome and Naples likely correspond to weathered tephra and not to loess.

3.7. Loess thickness

The available loess thickness data are not evenly distributed across Europe and are much denser in France than elsewhere. Therefore, thickness variations are better represented in this country than in the rest of Europe. As the sections described in the literature are primarily used for chronostratigraphic studies and are among the thickest in a given region, the thicknesses indicated in most countries should be considered close to maxima. Keeping in mind this limitation, the map of total loess thickness shows the following points at the European scale (Fig. 9A):

(1) Extensive accumulations are associated with the perialpine systems, especially along the Rhine valley and the Danube valley, with thicknesses locally exceeding 30 m. Many loess-palaeosol sequences (LPS) in the MDB (Hungary, Serbia)

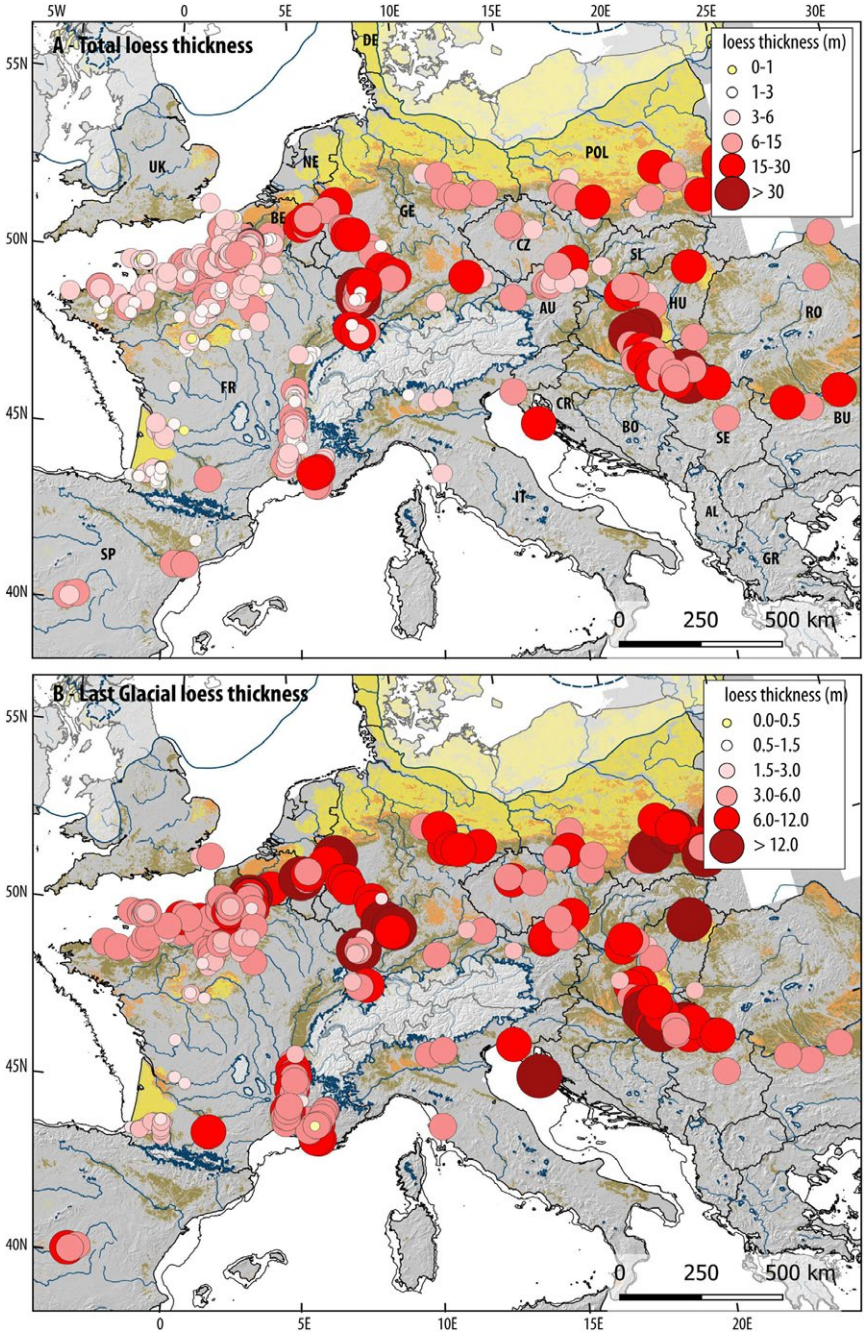


Fig. 9. Map of loess thickness. A - Total loess thickness; B - Last Glacial loess.

cover 800 ka to almost 1.1 Ma (e.g., Varga et al., 2011; Újvári et al., 2014; Sümegi et al., 2018). The congruence of multiple aeolian systems in the MDB makes it a region of preferential loess deposition. Subsidence may also have played a significant role in the preservation of thick loess deposits in the MDB and LDB (e.g., Gábris et al., 2012), as suggested by F. Lehmkuhl (written. com.).

(2) The NELB is typified by comparatively thinner accumulations, ranging from 5 to 10 m except to the East (eastern Poland, up to 20 m) and in the congruence area LRE-NELB. A westward decreasing trend is also clearly visible (3–4 m maximum in Brittany; Bigot and Monnier, 1987; Coutard et al., 2005). Only the last two to three glacial-interglacial cycles are usually preserved in the LPS in France and Germany (e.g., Coutard et al., 2018; Kels and Schirmer, 2010; Meijs, 2002), exceptionally the whole Middle and Upper Pleistocene (Antoine et al., 2020).

(3) In France, thin accumulations occur on the periphery of coastal (Aquitaine, Hernandez et al., 2012; Sitzia et al., 2017) and continental (Tours-Orléans region, Macaire, 1986; Gardère and Djemmali, 2018) systems. In Aquitaine, only the Weichselian and sometimes the Upper Saalian have given rise to substantial loess accumulations overlying a complex Middle Pleistocene palaeosol.

For France, the large network of observation points reveals a great variability in thickness within the NELB. The main factor involved is relief, with a preferential accumulation of loess in depressions on plateaus, on leeward slopes and at the foot of hills (Lautridou, 1985; Antoine, 2002). The loess cover is truly continuous only in northern France. In other regions, although large areas are characterised by a topsoil with a typical loess texture, the boreholes stored in the BSS indicate that the thickness is at best 1 m and often unreported. Nevertheless, accumulations of several metres in thickness have been described in favourable locations.

In the Mediterranean areas, the extension of loess is reduced mainly due to relief and the lack of glacier-fed rivers, with the exception of the Rhône, Po and Durance. However, loess thickness can be substantial and exceed 10 m (Ebro valley, Boixadera et al., 2015; Tagus valley, Wolf et al., 2018). It can exceed 20 m in the Po valley (Wacha et al., 2011) and along the Durance (Bonifay, 1962, 1965). Possible contribution from Saharan dust has been suggested by some authors (e.g., Mahowald et al., 2006), but remained minor compared to local inputs. In the Rhône valley, such Saharan contribution has not been detected by Bosq et al. (2020b) using geochemistry.

The map of loess thickness for the Last Glacial provides a less contrasting picture, with average accumulation of 3–6 m in many European regions (Fig. 9B). This pattern implies that the variation in total loess thickness is largely due to erosion processes and, to some extent, to differences in the age of the surfaces on which the loess accumulated (alluvial terraces, areas glaciated before the Weichselian). Areas of high deposition are located close to the coversands, (1) in the NELB with typically 8–14 m of loess in northern France, Belgium, Germany and Poland, with a clear decrease in France away from the sands, (2) in the URG, with peak deposition of up to 19 m at the edge of the graben (Nussloch; Antoine et al., 2009) where loess forms ridges ("gredas", Leger, 1990), and (3) in the MDB, with thicknesses reaching 15–20 m in Croatia and Serbia (Erdut, Galovic et al., 2009; Sarengrad, Galovic et al., 2011; Mosorin, Titel, Bokhorst et al., 2011, Markovic et al., 2015). Comparatively, the LDB is characterised by relatively weak accumulation (4–5 m) whereas the total loess thickness can be considerable (>30 m; Jipa, 2014).

3.8. Grain size and gradients

The various aeolian systems are characterised by an almost regular change in grain size as a function of the distance from the coversands. The evolution of sand percentages from the LUCAS data is illustrated in Fig. 10 for two profiles oriented perpendicular to the boundaries between coversand, sandy loess, and loess in Aquitaine and Belgium. Both profiles show a similar trend. The sand percentage adjusts on average to a negatively sloping line for the first 40 km. The main divergence between regions is the decrease to a low asymptotic value, around 10–15% in the NELB, whereas it remains above 20–30% in other systems.

The few data available on the main mode of loess measured by laser granulometry show a high degree of homogeneity in the NELB, with values ranging from 30 to 42 μm (Fig. 11), down to 24 μm at greater distances from the coversands (e.g., Courville section in the Paris Basin, Coussot et al., 2019). The section at Maastricht-Belvedere (Netherlands), located close to the sandy loess band, yields a mode around 47 μm (J. Vandenberghe, written communication, 2021). A few samples from the Val de Saire along the French coast of the English Channel, also yield a mode at around 49 μm (Coutard, 2003). Comparatively, as noted by Bosq et al. (2018), the main mode of loess taken from sections described elsewhere in Europe, in particular in southern and southeastern Europe, is far more variable and fluctuates between 30 and 75 μm.

In most regions, loess and sandy loess have a dominant grain size mode, which decreases with the distance from the coversands (Fig. 12). Depending on that value, the part of the distribution located beyond 63 μm is of varying proportion and the decrease in sand percentage reflects the decrease in modal particle size. A few exceptions can be mentioned, such as Grafenberg 2, Germany (Fischer et al., 2019), where some samples are bimodal (one mode at 41 μm distinct from the mode in the sands at 120 μm) (Fig. 12). The Aquitaine loess contrasts with other loess deposits due to a fine mode (14–20 μm), which decreases slightly away from the coversands. This results from the bimodal (or even plurimodal) nature of the grain size distribution, with a sand mode distinct from the silt mode (Sitzia et al., 2017). The trend as a function of distance is marked by the progressive increase in the amount of silt at the expense of sand, without a substantial change in the dominant silt mode. The loess of the Rhone valley has an intermediate grain size distribution between those of the NELB and Aquitaine, with a

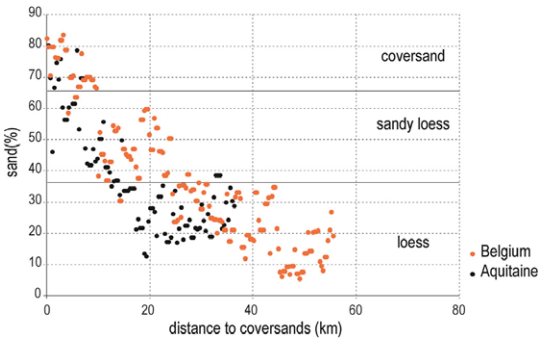


Fig. 10. Evolution of the percentage of sand in loess as a function of the distance to the coversands for 2 profiles extracted from the rasters of topsoil texture (Ballabio et al., 2016).

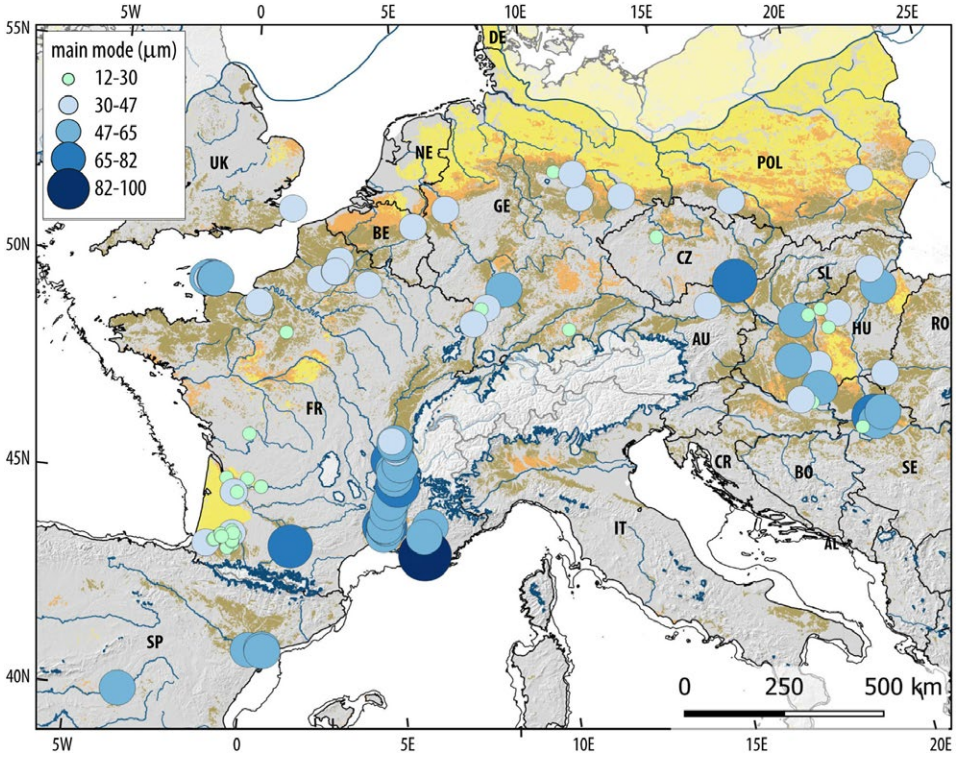


Fig. 11. Map of the main mode of MIS 2 loess, according to different authors.

secondary silt mode of ~15 µm (Bosq et al., 2020a).

4. Discussion

The new map highlights distinct aeolian systems in Europe, the most extensive of which are related to particle sources of glacial origin transported by sandurs, particularly along the FIS, or by larger rivers (Manche, Rhine, Danube). Such observations have been made by previous investigators (e.g., Smalley, 1966; Tsoar and Pye, 1987; Muhs, 2013), although these have sometimes been questioned even by the same authors (Smalley et al., 2009). Nevertheless, these observations are in line with those made in current proglacial environments, which act as major dust sources (Bullard, 2013; Bullard and Austin, 2011). Overall, the measurements show that sediment production in current ice-covered catchments (due to abrasion, quarrying and the remobilisation of previous sediments) is much higher, sometimes by an order of magnitude, than in unglaciated catchments (Hallet et al., 1996). Therefore, the extent of the loess belt primarily reflects the abundant production of silts by glacial action (Tsoar and Pye, 1987). Other mechanisms must have contributed to a lesser degree, particularly river transport (Osborne et al., 1993; Wright et al., 1998; Smith et al., 2002). However, the downstream decreasing trend of the thickness of Last Glacial loess along the Manche River and in the MDB-LDB clearly demonstrates that neither silt production during fluvial transport, nor inputs by tributaries from unglaciated regions were able to compensate for the decrease, by sedimentation and dilution, of the river's load of particles of glacial origin. It is likely that the large glacial lakes that occupied the North Sea (Patton et al., 2017) contributed to trapping suspended particles from meltwater, thus limiting the load carried downstream by the Manche River. The MDB, where inputs from glacial and local particle sources combined, is the largest area of loess accumulation in Europe (Marković et al., 2015).

The thickest loess deposits are related to the rivers draining the AIS and, therefore, suggest that the AIS contributed more to dust production than the FIS. Glacial abrasion occurs under temperate-based glaciers when ice slides over the bedrock. The abrasion rate depends primarily on ice velocity and, thus, on the slope of the bed, on ice thickness that modulates the stress applied to the bed, and on the nature of the rock substrate, particularly its hardness (e.g., de Winter et al., 2012). These factors may have acted together to explain the high silt production by the AIS, particularly the steep slope of valley glaciers and the relatively soft bedrock (predominantly sedimentary rocks), in contrast to the plutonic and metamorphic basement of the Scandinavian Shield.

In the NESB-NELB system, the zoning of coversand-sandy loess-loess is well marked and mainly controlled by relief. In the loess belt, the texture of the sand-silt fraction is approximately unimodal and the mode decreases gradually with the distance from the boundary of the coversands. Some samples from the Grafenberg section (Germany), located in the sandy loess band, are exceptions and are bimodal. Given the context, they can be interpreted as the result of a mixture (by bioturbation or cryoturbation) of silty and

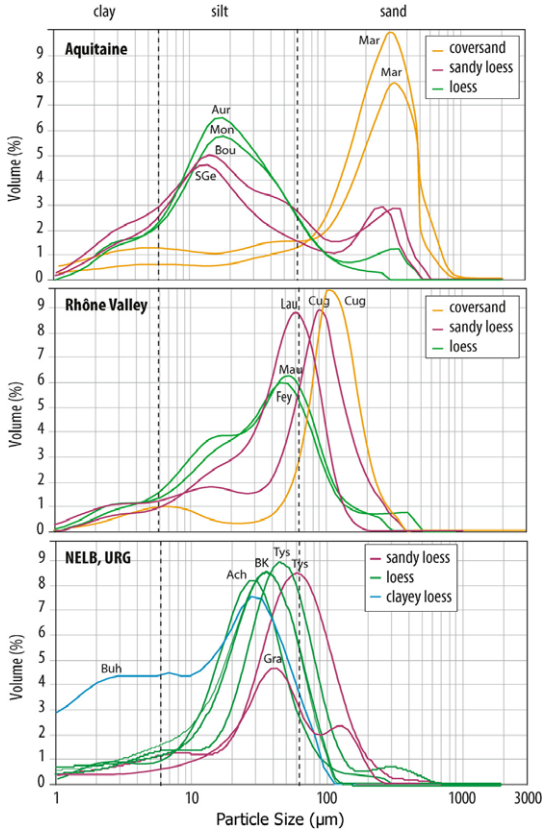


Fig. 12. Grain size distribution of coversands, sandy loess and loess from different European regions. Aur: Auriac, Bou: Bourg-sur-Gironde, Mar: Marsas, SGe: Saint-Gein, after Sitzia et al. (2017); Cug: Cuges-les-Pins, Fey: Feyzin, Lau: Lautagne, Mau: Mauves-sud, after Bosq et al. (2018); Ach: Achenheim, after M. Bosq (unpublished); BK: Bialy Kościół, Tys: Tyszowze, after Z. Jary (unpublished); Buh: Bühzdař, after K. Flasarova (unpublished), Gra: Grafenberg 2, after Fischer et al. (2019).

sandy beds, linked to variations in wind strength or soil moisture. These deposits may be a finer equivalent of the facies composed of alternating sand and silt beds described by Schwan (1986) and Kasse (2002) in the coversands of Belgium and the Netherlands.

This pattern is in striking contrast to the coastal (southwest France, Iberian Peninsula) and continental (Ebro, Duero and Loire basins, Nuremberg region) aeolian systems, where the loess belt is much less extensive or even almost absent. Total deposition was minimal (1–2 m) during the Last Glacial period in Aquitaine and in the Loire basin (Hernandez et al., 2012; Gardère and Djemmali, 2018). The silty fraction comes both from the reworking of older sediments and from the abrasion of sand grains during aeolian transport, especially in coastal systems.

According to experiments (Kuenen, 1960; Wright et al., 1998; Bullard et al., 2007), aeolian abrasion is a process capable of producing silt-sized particles in significant quantities, although comparatively small compared to fluvial and particularly glacial abrasion, with often a fine mode (<20 m) (Wright et al., 1998; Smith et al., 2002; Bullard et al., 2007). Swet et al. (2020) suggest, however, that fragmentation of quartz sand produces little dust, most of the particles released during collisions coming from the erosion of clay coatings. The emission of dust caused by the blasting of fine-grained soils by saltating grains (Shao, 2001) may also have contributed greatly to the genesis of loess, especially during the phases of coversand extension. The bimodal particle size distribution of Aquitaine loess and sandy loess (Sitzia et al., 2017) is unusual compared to their equivalents derived from glacial sources. This is likely the result of silt production by aeolian abrasion, as grain size gradients and geochemistry indicate a single source, the coversands. It can be noted here that Negev loess, which is derived in part from the Sinai dune sands by abrasion (together with a contribution of African clay-rich dust, e.g., Wieder et al., 2008), also has a bimodal distribution with a mode shifted towards fine silt (4–10 μm) (Crouvi et al., 2008).

The amount of fines produced by this process is a function of the duration of grain transport in saltation and the distance travelled. This factor may explain why loess is relatively well developed in Aquitaine, but is almost absent in Iberian systems. In Aquitaine, the −120 m isobath (i.e. the level reached during the LGM lowstand) is located 100–160 km to the west of the limit of the maximal coversand extension, or even significantly more (>200 km) considering that the dominant winds came from the northwest (Sitzia et al., 2017). Conversely, it is located less than 50 km away in the Iberian Peninsula, both because of the narrowness of the continental shelf and the small extent of the aeolian sands due to relief.

One of the most intriguing points that emerges from the grain size of the samples listed in the database is the very homogeneous nature of the NELB loess compared to other regions. The particle size distribution shows a mode falling within a narrow window, ranging from 47 to 30 μm, while it ranges from 30 to 75 μm elsewhere. In addition, coversands, sandy loess and loess form well-defined bands in the NELB, whereas this pattern is more complex in the other systems, with the exception of the Aquitaine. In particular, the aeolian sands are poorly developed compared to the other categories of aeolian deposits in the LDB, the Po and the Rhône valleys, whereas the sandy loess deposits cover large areas. Two factors can be considered to account for this pattern, (1) the grain size gradient from the sources to the distal zones, (2) the influence of vegetation on particle trapping.

The distance of the sections from the sources and the gradient due to particle sorting during transport, modulated by the effects of relief, is often the main factor invoked to explain the grain size variations. This effect is real and accounts for the formation of bands of increasingly fine texture away from the sources. Fluctuations are also observed within each LPS and are thought to reflect variations in wind speed and precipitation regime in relation to climatic fluctuations (e.g., Rousseau et al., 2002, 2011; see Újvári et al., 2016; for a critical assessment of this proxy). However, the distance-from-source factor does not provide an adequate explanation for why the sections described in the NELB have similar grain sizes in contrast to other regions, unless one assumes that geomorphologists have only documented one particular type of loess in the NELB.

The influence of vegetation has been proposed as a co-factor behind the variability of grain size by Bosq et al. (2018) based on observations made in the Rhône valley. The effectiveness of trapping windblown particles by vegetation has long been recognised (e.g., Tsoar and Pye, 1987; Pye, 1995) and has been the subject of numerous field experiments and measurements (e.g., Raupach et al., 2001; Leenders et al., 2007; Field et al., 2012; Hugenholtz and Wolfe, 2010; Youssef et al., 2012; Suter-Burri et al., 2013). This work shows that vegetation favours the deposition of particles by reducing wind speed and by intercepting particles on leaves and stems. Its influence largely depends on plant size, arrangement and

density, which determine the quantity of particles retained relative to the flow. Overall, bush, shrub or tree vegetation acts as a much more effective particle trap than grass and a fortiori cryptogamic vegetation, and favours sedimentation at its base. Simultaneous capture of sand in saltation or in modified saltation and of silt in suspension by tall vegetation, as well as wind speed reduction at ground level, which limits the erosion by the impact of saltating grains of the particles already deposited, help to explain the formation of sandy loess near the sources. In the Rhône valley, the thickest accumulations, which are most likely to provide a detailed chronostratigraphic record, are all characterised by a coarse texture (sandy loess), whereas the distal fine loess forms only poorly developed accumulations (Bosq et al., 2018, 2020a, 2020a).

Various arguments suggest that the scheme proposed for the Rhône valley can be extended to other regions and that the vegetation factor can account for some particularities of loess at the European scale. As in today's cold and temperate environments, a latitudinal gradient of vegetation must have existed in Europe during the glacial periods. The NESB was associated with a periglacial desert landscape (Kasse, 2002), while denser vegetation developed towards the south. Simulations (Strandberg et al., 2011; Janská et al., 2017) as well as reconstructions based on pollen records (Cheddadi and Bar-Hen, 2009; Magyari et al., 2014) agree on the predominance of steppe or tundra steppe over large parts of Europe, while shrubby steppe existed in the south (Iberian and Italic peninsulas, Balkans, southern France). Low CO_2 concentration in the atmosphere and the increase in wind speed hampered the development of trees (Woillez et al., 2011), which persisted locally as open stands in favourable sites, especially in mountainous areas and valleys (Magyari et al., 2014). Genetic data (Petit et al., 2002; Cheddadi et al., 2006; Magri et al., 2006) and simulations (Svenning et al., 2008) also indicate the persistence of LGM refugia in large parts of Europe for boreal forest species and in southern Europe for mesophilic trees. Therefore, it seems likely that the vegetation gradient had a significant impact on loess sedimentation.

The depositional models proposed by Bosq et al. (2018) modified from Pye (1995), which involve vegetation, accurately capture some specific features of the different aeolian systems in Europe. In northern Europe, typified by a virtual absence of vegetation (NESB) or cryptogams (Smalley et al., 2011; Svirčev et al., 2019) and open steppe (NELB), vegetation interfered little with particle transport. The progression of sand by saltation was limited by relief (Mason et al., 1999) and the sorting of suspended dust led to the formation of well-defined bands of sandy loess and loess. In the loess band, the accumulation rate decreased progressively with the distance to the sources. The sections described in the loess band are thus characterised by a homogeneous texture with a reduced sand component. In southern Europe, on the other hand, tall vegetation (shrubby steppe) interfered strongly with the transport of particles. Sand spreading was limited by vegetation and the extent of the coversand band was reduced. The simultaneous capture of sand and dust favoured the formation of thick sandy loess deposits near the sources. The sedimentation rate was, therefore, very high in this band and then rapidly decreased at greater distance. In the other regions of Europe (URG, UDB, MDB, Moravia), intermediate situations existed in relation to steppe-tundra vegetation.

5. Conclusions

The main conclusions that can be drawn from this study are the following:

(1) The improvement of the extraction procedure of aeolian deposits from the LUCAS topsoil texture database compared to Bertran et al. (2016) allowed generation of a map that agrees reasonably well with those based on a classical geological approach. This method has the advantage of providing a map of equal precision for all the regions and of clearly showing grain size gradients.
(2) The map shows three main types of aeolian systems, i.e. systems associated with ice sheets (FIS, BIIS, AIS) and the rivers they feed, continental systems related to the erosion of sedimentary rocks, and coastal systems. Some have a mixed character (e.g., Middle Danube). All systems are relatively independent of each other.
(3) Each system combines a band of coversands of varying extent close to the sources with bands of sandy loess and loess away from the sources. This pattern is well developed in northern Europe (North European Sand Belt and Loess Belt). In southern Europe, on the other hand, coversands are poorly developed along the rivers, whereas sandy loess was deposited over large areas. Loess is mainly present in systems derived from glacial sources and suggests that glacial abrasion was the main factor that provided fine particles to aeolian entrainment and transport.
(4) The total thickness of loess is highly variable throughout Europe, for reasons related to the sedimentation rate, the age of the surfaces on which the loess was deposited, and erosion processes. The areas of greatest accumulation are associated with the rivers draining the AIS (Rhine, Danube, Rhône). The Middle Danube, which combines sources of glacial origin (AIS) and local sources (erosion of sedimentary rocks outcropping in the Pannonian Basin due to wind channeling by the relief), constitutes the main accumulation area in Europe. Subsidence may also have played a significant role in the preservation of thick loess deposits in that area. Conversely, continental and coastal systems generated only limited loess cover.
(5) The thickness of loess from only the Last Glacial period is more homogeneous. The main factor involved in thickness variations is the proximity to the sources. The downstream decrease in thickness along rivers draining the ice sheets (Manche River, Danube) shows that local inputs along their course do not compensate for the decrease in glacial particles due to sedimentation and dilution.
(6) The latitudinal gradient of vegetation probably played an important role in loess sedimentation during the LGM. Weak interference between particle transport and vegetation (periglacial desert in the NESB, cryptogamic crusts and steppe in the NELB) allowed for particle sorting through aeolian transport to develop. The loess band is extensive in low relief areas and is typified by low sand content. In southern Europe, on the other hand, the capture of saltating and suspended particles by the shrubby steppe vegetation led to the dominant accumulation of sandy loess near sources.

These findings open up new perspectives in the study of aeolian dynamics during glacial periods. The close connection between glacial sources and loess suggests that:

(1) The chronology of deposition may not be perfectly synchronous at the European scale, insofar as the growth and retreat of the ice sheets did not take place strictly synchronously and the palaeogeographic changes caused by the retreat necessarily led to the displacement of sources, particularly in the case of the FIS. In addition, non-glacially-fed systems (coastal and continental systems) probably behaved differently, since the factors controlling the

susceptibility of soils to deflation are not identical to those controlling glacial dynamics.

(2) Simulations of LGM dust emission, which only take into account the susceptibility of soils to deflation as a function of moisture, vegetation cover and wind speed (Sima et al., 2013; Hopcroft et al., 2015; Schaeffernicht et al., 2020), are probably not suitable for reproducing the production of dust, most of which came from the alluvium of glacier-fed rivers.

Author contributions

PB and MB designed the concept of the study. PB wrote the first version of the manuscript. All authors contributed with data, discussions and revisions to the final manuscript.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

We would like to thank all those who provided us with particle size data, P. Antoine (CNRS, Meudon), J. Bösken (University of Aachen), P. Fischer (Johannes Gutenberg-University Mainz), K. Flašarova (Charles University, Prague), Z. Jary (University of Wroclaw), S. Meszner (University of Dresden), P. Mroczek, (Maria Curie-Sklodowska University, Lublin), J. Vandenberghe (University of Amsterdam). We also benefited from discussions with M.F. Sanchez-Goñi (University of Bordeaux) about the LGM vegetation. F. Lehmkuhl and an anonymous reviewer are also acknowledged for their suggestions to improve the original manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107085.

References

Ambert, P., 2013. Formes et formations périglaciaires du Pléistocène supérieur dans le Midi méditerranéen français : l'exemple de l'Étang de Berre. Quaternaire 24 (3), 293–301.

Antoine, P., 2002. Les lœss en France et dans le Nord-Ouest européen. Rev. Fr. Geotech. 99, 3–21.

Antoine, P., Rousseau, D.D., Moine, O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H., Zöller, L., 2009. Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. Quat. Sci. Rev. 28, 2955–2973.

Antoine, P., Bahain, J.J., Coutard, S., Limondin-Lozouet, N., 2020. La séquence de Grâce-Autoroute (Somme, France) : une référence pour l'enregistrement des variations climatiques quaternaires depuis 1 Ma à l'ouest de l'Europe. Quaternaire 31 (3), 205–230.

Badura, J., Jary, Z., Smalley, I., 2013. Sources of loess material for deposits in Poland and parts of Central Europe: the lost Big River. Quat. Int. 296, 15–22.

Ballabio, C., Panagos, P., Monatanarella, L., 2016. Mapping topsoil physical properties at European scale using the LUCAS database. Geoderma 261, 110–123.

Bateman, M.D., 1995. Thermoluminescence dating of the British coversand deposits. Quat. Sci. Rev. 14, 191–198.

Bateman, M.D., Díéz-Herrero, A., 2001. The timing and relation of Aeolian sand deposition in central Spain to the aeolian sand record of NW Europe. Quat. Sci. Rev. 20, 779–782.

Bernat-Rebollal, M.B., Pérez-González, A., 2008. Inland aeolian deposits of the iberian peninsula: sand dunes and clay dunes of the Duero basin and the Manchega plain. Palaeoclimatic considerations. Geomorphology 102, 207–220.

Bertran, P., Andrieux, E., Bateman, M.D., Fuchs, M., Klinge, M., Marembert, F., 2020. Mapping and chronology of coversands and dunes from the Aquitaine basin, southwest France. Aeolian Research 47, 100628. https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100628.

Bertran, P., Liard, M., Sitzia, L., Tissoux, H., 2016. A map of Pleistocene aeolian deposits in Western Europe, with special emphasis on France. J. Quat. Sci. 31 (8), 844–856.

Bertran, P., Bateman, M.D., Hernandez, M., Mercier, N., Millet, D., Tastet, J.P., 2011. Inland aeolian deposits of southwest France: facies, stratigraphy and chronology. J. Quat. Sci. 26 (4), 374–388.

Bigot, B., Monnier, J.L., 1987. Stratigraphie et sédimentologie des lœss récents du nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude des coupes des Sables-d'Or-Les-Pins et de Port Lazo (Côtes-du-Nord, France). Bull. Assoc. Fr. Étude Quat. 1, 27–36.

Bokhorst, M.P., Vandenberghe, J., Sümegi, P., Łanczont, M., Gerasimenko, N.P., Matviishina, Z.N., Marković, S.B., Frechen, M., 2011. Atmospheric circulation patterns in central and eastern Europe during the Weichselian Pleniglacial inferred from loess grain-size records. Quat. Int. 234, 62–74.

Boixadera, J., Poch, R.M., Lowick, S.E., Balasch, J.C., 2015. Loess and soils in the eastern Ebro basin. Quat. Int. 376, 114–133.

Bonifay, E., 1962. Les terrains quaternaires dans le sud-est de la France. Mémoire de l'Institut de Préhistoire, University of Bordeaux, p. 194.

Bonifay, E., 1965. Stratigraphie des lœss anciens et récents dans le sud-est de la France. Bull. Assoc. Fr. Étude Quat. 2, 21–34.

Borderie, Q., Chamaux, G., Roussaffa, H., Douard, M., Fencke, E., Rodot, M.A., Perrichon, P., Selles, H., 2017. La couverture lœssique d'Eure-et-Loir (France) : potentiel pédo-sédimentaire et organisation spatiale. Quaternaire 28 (3), 389–400.

Bosq, M., Kreutzer, S., Bertran, P., Degeai, J.P., Dugas, P., Kadereit, A., Lanos, P., Moine, O., Paffner, N., Queffelec, A., Sauer, D., 2020a. Chronostratigraphy of two late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Rhône valley (southeast France). Quat. Sci. Rev. 245, 106473. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106473.

Bosq, M., Bertran, P., Degeai, S.P., Queffelec, A., Moine, O., 2020b. Geochemical signature of sources, recycling and weathering in the Last Glacial loess from the Rhône Valley (southeast France) and comparison with other European regions. Aeolian Research 42, 100561. https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2019.100561.

Bosq, M., Bertran, P., Degeai, J.P., Kreutzer, S., Queffelec, A., Moine, O., Morin, E., 2018. Last Glacial aeolian landforms and deposits in the Rhône Valley (SE France): spatial distribution and grain-size characterization. Geomorphology 318, 250–269.

Buggle, B., Glasera, B., Zöller, L., Hambach, U., Marković, S., Glaser, I., Gerasimenko, N., 2008. Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine). Quat. Sci. Rev. 27, 1058–1075.

Bullard, J.E., 2013. Contemporary glacigenic inputs to the dust cycle. Earth Surf. Process. Landforms 38, 71–89.

Bullard, J.E., Austin, M.J., 2011. Dust generation on a proglacial floodplain, West Greenland. Aeolian Research 3, 43–54.

Bullard, J.E., Mctainsh, G.H., Pudmenzky, C., 2007. Factors affecting the nature and rate of dust production from natural dune sands. Sedimentology 54, 169–182.

Catt, J.A., 1977. Loess and coversand. In: Shotton, F.W. (Ed.), British Quaternary Studies - RecentAdvances. Clarendon Press, Oxford, pp. 221–229.

Catt, J.A., 1985. Soil particle size distribution and mineralogy as indicators of pedogenic andgeomorphic history: examples from the loessial soils of England and Wales. In: Richard, K.S., Arnet, R.R., Ellis, S. (Eds.), Geomorphology and Soils. G. Allen & Unwin, London, pp. 202–218.

Cheddadi, R., Vendramin, G.G., Litt, T., Francois, L., Kageyama, M., Lorentz, S., Laurent, J.-M., de Beaulieu, J.-L., Sadori, L., Jost, A., Lunt, D., 2006. Imprints of glacial refugia in the modern genetic diversity of Pinus sylvestris. Global Ecol. Biogeogr. 15, 271–282.

Cheddadi, R., Bar-Hen, A., 2009. Spatial gradient of temperature and potential vegetation feedback across Europe during the late Quaternary. Clim. Dynam. 32, 371–379.

Chen, S., Richer-de-Forges, A.C., Mulder, V.L., Martelet, G., Loiseau, T., Lehmann, S., Arrouays, D., 2020. Digital mapping of the soil thickness of loess deposits over a calcareous bedrock in central France. Catena 198, 105062. https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.105062.

Clark, C.D., Hughes, A.L.C., Greenwood, S.L., Jordan, C., Sejrup, H.P., 2012. Pattern and timing of retreat of the last British-Irish Ice Sheet. Quat. Sci. Rev. 44, 112–146.

Cremaschi, M., Zerboni, A., Nicosia, C., Negrino, F., Rodnight, H., Spölt, C., 2015. Age, soil-forming processes, and archaeology of the loess deposits at the Apennine margin of the Po plain (northern Italy): new insights from the Ghiardo area. Quat. Int. 376, 173–188.

Crouvi, O., Amit, R., Enzel, Y., Porat, N., Sandler, A., 2008. Sand dunes as a major proximal dust source for late Pleistocene loess in the Negev Desert, Israel. Quat. Res. 70, 275–282.

Coussot, C., Liard, M., Kreutzer, S., Mercier, N., 2019. Séquence de comblement d'un paléovallon en contexte de plateau beauceron (290-10 ka) : la coupe de Courville-sur-Eure (Eure-et-Loir, France). Quaternaire 30 (2), 167–183.

Coutard, S., 2003. Formations quaternaires en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche. Tectonique, eustatisme, climat et occupations humaines. Exemple du Val de Saire (Normandie, France). Thèse de Doctorat en géologie, University of Caen.

Coutard, S., Lautridou, J.P., Rhodes, E., 2005. Discontinuités dans l'enregistrement des cycles interglaciaire-glaciaire sur un littoral en contexte intraplaque. Exemple du Val de Saire (Normandie, France). Quaternaire 16 (3), 217–227.

Coutard, S., Antoine, P., Hérisson, D., Pirson, S., Balescu, S., Forget-Brisson, L., Spagna, P., Debenham, N., Barré, M., Chantreau, Y., Giros, R., Lamothe, M., 2018. La séquence lœssique Pléistocène moyen à supérieur d'Etricourt-Manancourt

(Picardie, France) : un enregistrement pédo-sédimentaire de référence pour les derniers 350 ka. Quaternaire 29 (4), 311–346.
Coutard, S., Font, C., Locht, J.L., Deschodt, L., Goval, E., Kiefer, D., Sellier, N., Swinnen, C., Mariette, E., Hébert, S., Paris, C., Hérisson, D., unpublished. Base de données et SIG sur les séquences pléistocènes en France septentrionale. Inrap Nord-Picardie, Amiens.
De Winter, I.L., Storms, J.E.A., Overeem, I., 2012. Numerical modeling of glacial sediment production and transport during deglaciation. Geomorphology 167–168, 102–114.
Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2004. Quaternary Glaciations-Extent and Chronology: Part I: Europe. Elsevier, Amsterdam.
Field, J.P., Breshears, D.D., Whicker, J.J., Zou, C.B., 2012. Sediment capture by vegetation patches: implications for desertification and increased resource redistribution. J. Geophys. Res. 117, G01033. https://doi.org/10.1029/2011JG001663.
Fischer, P., Hambach, U., Klasen, N., Schulte, P., Zeeden, C., Steininger, F., Lehmkuhl, F., Gerlach, R., Radtke, U., 2019. Landscape instability at the end of MIS 3 in western Central Europe: evidence from a multi proxy study on a Loess-Palaeosol-Sequence from the eastern Lower Rhine Embayment, Germany. Quat. Int. 502, 119–136.
Font, C., Coutard, S., Paris, C., Hérisson, D., Goval, E., Locht, J.L., 2016. Formations superficielles et occupations paléolithiques en France septentrionale : Développement et premières applications d'un Système d'Information Géographique (SIG). Rev. Archeol. Picardie 1–2, 41–68.
Gabert, J., 1965. Phénomènes périglaciaires du Quaternaire supérieur et néotectonique dans la région de l'Étang de Berre (Basse-Provence occidentale). 90ème Congrès des Sociétés Savantes 2, 75–88. Nice.
Gábris, G., Horváth, E., Novothny, A., Ruszkiczay Rudiger, Z., 2012. Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. Neth. J. Geosci. 91 (1–2), 111–128.
Galović, L., Frechen, M., Halamić, J., Durn, G., Romic, M., 2009. Loess chronostratigraphy in Eastern Croatia—a luminescence dating approach. Quat. Int. 198, 85–97.
Galović, L., Frechen, M., Peh, Z., Durn, G., Halamić, J., 2011. Loess/palaeosol section in Sarengrad, Croatia - a qualitative discussion on the correlation of the geochemical and magnetic susceptibility data. Quat. Int. 240, 22–34.
Gardère, P., Djemmali, N., 2018. Découpage séquentiel et nouvelles données archéologiques des Limons des plateaux au nord de Tours (Indre-et-Loire). Rev. Archéol. Cent. Fr. 57, 1–23 https ://journals.openedition.org/racf/2761.
Granja, H.M., de Groot, T.A.M., Costa, A.L., 2008. Evidence for Pleistocene wet aeolian dune and interdune accumulation, S. Pedro da Maceda, north-west Portugal. Sedimentology 55, 1203–1226.
Gutiérrez-Elorza, M., Desir, G., Gutiérrez-Santolalla, F., 2002. Yardangs in the semiarid central sector of the Ebro Depression (NE Spain). Geomorphology 44, 155–170.
Haase, D., Fink, J., Haase, G., Ruske, R., Pécsi, M., Richter, H., Altermann, M., Jäger, K.D., 2007. Loess in Europe—its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. Quat. Sci. Rev. 26, 1301–1312.
Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. Global Planet. Change 12, 213–235.
Hernandez, M., Mercier, N., Bertran, P., Colonge, D., Lelouvier, L.A., 2012. Premiers éléments de datation des industries du Pléistocène moyen (Acheuléen - paléolithique moyen ancien) de la région pyrénéo-garonnaise : une approche géochronologique pluri-méthodes (TL, OSL et TT-OSL) des sites de Duclos et Romentères. Paléo 23, 155–170.
Hopcroft, P.O., Valdes, P.J., Woodward, S., Joshi, M.M., 2015. Last glacial maximum radiative forcing from mineral dust aerosols in an Earth system model. J. Geophys. Res.: Atmosphere 120, 8186–8205.
Hugenholtz, C.H., Wolfe, S.A., 2010. Rates and environmental controls of aeolian dust accumulation, athabasca river valley, Canadian rocky mountains. Geomorphology 121, 274–282.
Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, Lohne Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I., 2016. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. Boreas 45, 1–45.
Janská, V., Jiménez-Alfaro, B., Chytrý, M., Divíšek, J., Anenkhonov, O., Korolyuk, A., Lashchinskyi, N., Culek, M., 2017. Palaeodistribution modelling of European vegetation types at the Last Glacial Maximum using modern analogues from Siberia: prospects and limitations. Quat. Sci. Rev. 159, 103–115.
Jipa, D.C., 2014. The conceptual sedimentary model of the Lower Danube loess basin: sedimentogenetic implications. Quat. Int. 351, 14–24.
Kasse, C., 1997. Cold-climate aeolian sand-sheet formation in north-western Europe (c. 14–12.4 ka); a response to permafrost degradation and increased aridity. Permafr. Periglac. Process. 8, 295–311.
Kasse, C., 2002. Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. Prog. Phys. Geogr. 26 (4), 507–532.
Kels, H., Schirmer, W., 2010. Relation of loess units and prehistoric find density in the Garzweiler open-cast mine, Lower Rhine. E&G Quaternary Science Journal 59 (1–2), 59–65.
Koster, E.A., 1988. Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: a review. J. Quat. Sci. 3, 69–83.
Koster, E.A., 2005. Recent advances in luminescence dating of late Pleistocene (Cold-Climate) aeolian sand and loess deposits in western Europe. Permafr. Periglac. Process. 16, 131–143.
Kuenen, P.H., 1960. Experimental abrasion 4: eolian action. J. Geol. 68, 427–449.
Lautridou, J.P., 1985. Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse d'état, University of Caen, p. 908.
Leenders, J.K., van Boxel, J.H., Sterk, G., 2007. The effect of single vegetation elements on wind speed and sediment transport in the sahelian zone of Burkina Faso. Earth Surf. Process. Landforms 32, 1454–1474.
Leger, M., 1990. Loess landforms. Quat. Int. 7/8, 53–61.
Lehmkuhl, F., Zens, J., Krauß, L., Schulte, P., Kels, H., 2016. Loess-paleosol sequences at the northern European loess belt in Germany: distribution, geomorphology and stratigraphy. Quat. Sci. Rev. 153, 11–30.
Lehmkuhl, F., Pötter, S., Pauligk, A., Bösken, J., 2018a. Loess and other quaternary sediments in Germany. J. Maps 14 (2), 330–340.
Lehmkuhl, F., Bösken, J., Hošek, J., Sprafke, T., Marković, S.B., Obreht, I., Hambach, U., Sümegi, P., Thiemann, A., Steffens, S., Lindner, H., Veres, D., Zeeden, C., 2018b. Loess distribution and related quaternary sediments in the carpathian basin. J. Maps 14 (2), 673–682.
Lehmkuhl, F., Nett, J.J., Pötter, S., Schulte, P., Sprafke, T., Jary, Z., Antoine, P., Wacha, L., Wolf, D., Zerboni, A., Hošek, J., Marković, S.B., Obreht, I., Sümegi, P., Veres, D., Zeeden, C., Boemke, B., Schaubert, V., Viehweger, J., Hambach, U., 2021. Loess landscapes of Europe – mapping, geomorphology, and zonal differentiation. Earth Sci. Rev. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103496.
Liard, M., Tissoux, H., Deschamps, S., 2017. Les alluvions anciennes de la Loire en orléanais (France, Loiret), une relecture à l'aune de travaux d'archéologie préventive et d'un programme de datations ESR. Quaternaire 28 (1), 105–128.
Lindner, H., Lehmkuhl, F., Zeeden, C., 2017. Spatial loess distribution in the eastern Carpathian Basin: a novel approach based on geoscientific maps and data. J. Maps 13, 173–181.
Lisá, L., Uher, P., 2006. Provenance of Würmian loess and loess-like sediments of Moravia and Silesia (Czech Republic): a study of zircon typology and cathodoluminescence. Geol. Carpathica 57 (5), 397–403.
Macaire, J.J., 1986. Apport de l'altération superficielle à la stratigraphie – exemple des formations alluviales et éoliennes plio-quaternaires de Touraine (France). Bull. Assoc. Fr. Étude Quat. 3/4, 233–245.
Magri, D., Vendramin, G.G., Comps, B., Dupanloup, I., Geburek, T., Gömöry, D., Latalowa, M., Litt, T., Paule, L., Roure, J.M., Tantau, I., van der Knaap, W.O., Petit, R.J., de Beaulieu, J.L., 2006. A new scenario for the Quaternary history of European beech populations: palaeobotanical evidence and genetic consequences. New Physiologist 171, 199–221. https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2006.01740.
Magyari, E.K., Kuneš, P., Jakab, G., Sümegi, P., Pelánková, B., Schäbitz, F., Braun, M., Chytrý, M., 2014. Late Pleniglacial vegetation in eastern-central Europe: are there modern analogues in Siberia? Quat. Sci. Rev. 95, 60–79.
Mahowald, N.M., Muhs, D.R., Levis, S., Rasch, P.J., Yoshioka, M., Zender, C.S., Luo, C., 2006. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. J. Geophys. Res.: Atmosphere 111 (D10).
Marković, S.B., Stevens, T., Kukla, G.J., Hambach, U., Fitzsimmons, K.E., Gibbard, P., Buggle, B., Zech, M., Guo, Z., Hao, Q., Wu, H., O'Hara Dhand, K., Smalley, I.J., Újvári, G., Sümegi, P., Timar-Gabor, A., Veres, D., Sirocko, F., Vasiljević, D.A., Jary, Z., Svensson, A., Jović, V., Lehmkuhl, F., Kovács, J., Svirčev, Z., 2015. Danube loess stratigraphy - towards a pan-European loess stratigraphic model. Earth Sci. Rev. 148, 228–258.
Marks, L., 2002. Last glacial maximum in Poland. Quat. Sci. Rev. 21, 103–110.
Mason, J.A., Nater, E.A., Zanner, W., Bell, J.C., 1999. A new model of topographic effects on the distribution of loess. Geomorphology 28, 223–236.
Meijs, E.P.M., 2002. Loess stratigraphy in Dutch and Belgian limburg. Eiszeitalt. Ggw. 131, 114–130.
Muhs, D.R., 2013. The geologic records of dust in the Quaternary. Aeolian Research 9, 3–48.
Murton, J.A., Whiteman, C.A., Allen, P., 1995. Involutions in the middle Pleistocene (anglian) barham soil, eastern england: a comparison with thermokarst involutions from arctic Canada. Boreas 24, 269–280.
Murton, J.B., Bateman, M.D., Baker, C.A., Knox, R., Whiteman, C.A., 2003. The devensian periglacial record on thanet, kent, UK. Permafr. Periglac. Process. 14, 217–246.
Osborne, R.H., Bomer, E.J., Wang, Y.C., Lu, Y., 1993. Application of a tumbler experiment using granodioritic grus to examine the character of quartz-grain fracture in high-gradient streams. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 284, 211–234.
Patton, H., Hubbard, A., Andreasen, K., Auriac, A., Whitehouse, P.L., Stroevent, A.P., Shackleton, C., Winsborow, M., Heyman, J., Hall, A.M., 2017. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. Quat. Sci. Rev. 169, 148–172.
Petit, R.J., Brewer, S., Bordács, S., Burg, K., Cheddadi, R., Coart, E., Cottrell, J., Csaikl, U.M., van Dam, B., Deans, J.D., Espinel, S., Fineschi, S., Finkeldey, R., Glaz, I., Goicoechea, P.G., Svejgaard Jensen, J., König, A.O., Lowe, A.J., Flemming Madsen, S., Mátyás, G., Munro, R.C., Popescu, F., Slade, D., Tabbener, H., de Vries, S.G.M., Ziegenhagen, B., de Beaulieu, J.L., Kremer, A., 2002. Identification of refugia and post-glacial colonisation routes of European white oaks based on chloroplast DNA and fossil pollen evidence. For. Ecol. Manag. 156, 49–74.
Prognon, F., Lacquement, F., Ricordel-Prognon, C., Quesnel, F., Nehlig, P., Courbouleix, S., Quinquis, J.P., Martin, P., Ramsbourg, D., Lebret, P., 2011. Regolith map of France. Quaternaire 22 (4), 357–362.
Pye, K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. Quat. Sci. Rev. 14, 653–667.
Raupach, M.R., Woods, N., Dorr, G., Leys, J.F., Cleugh, H.A., 2001. The entrapment of particles by windbreaks. Atmos. Environ. 35, 3373–3383.
Rousseau, D.D., Antoine, P., Hatté, C., Lange, A., Zöller, L., Fontugne, M., Ben

Othman, D., Luck, J.M., Moine, O., Labonne, M., Bentaleb, I., Jolly, D., 2002. Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) upper weichselian eolian records during the last glaciation. Quat. Sci. Rev. 21 (14–15), 1577–1582.
Rousseau, D.D., Antoine, P., Gerasimenko, N., Sima, A., Fuchs, M., Hatte, C., Moine, O., Zöller, L., 2011. North Atlantic abrupt climatic events of the last glacial period recorded in Ukrainian loess deposits. Clim. Past 7 (1), 221–234. https://doi.org/10.5194/cp-7-221-2011.
Schatz, A.K., Qi, Y., Siebel, W., Wu, J., Zöller, L., 2015. Tracking potential source areas of Central European loess: examples from Tokaj (HU), Nussloch (D) and Grub (AT). Open Geosci. 7, 678–720. https://doi.org/10.1515/geo-2015-0048.
Schaffernicht, E.J., Ludwig, P., Shao, Y., 2020. Linkage between dust cycle and loess of the last glacial maximum in Europe. Atmos. Chem. Phys. 20, 4969–4986.
Schwan, J., 1986. The origin of horizontal alternating bedding in weichselian Aeolian sands in Northwestern Europe. Sediment. Geol. 49, 73–108.
Sebe, K., Csillag, G., Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Thamó-Bozsó, E., Müller, P., Braucher, R., 2011. Wind erosion under cold climate: a Pleistocene periglacial mega-yardang system in central Europe (western Pannonian Basin, Hungary). Geomorphology 134, 470–482.
Sebe, K., Roetzel, R., Fiebig, M., Lüthgens, C., 2015. Pleistocene wind system in eastern Austria and its impact on landscape evolution. Catena 134, 59–74.
Shao, Y., 2001. A model for mineral dust emission. J. Geophys. Res. 106 (D17), 20239–20254.
Sima, A., Kageyama, M., Rousseau, D.D., Ramstein, G., Balkanski, Y., Antoine, P., Hatté, C., 2013. Modeling dust emission response to North Atlantic millennial-scale climate variations from the perspective of East European MIS 3 loess deposits. Clim. Past 9, 1385–1402.
Sitzia, L., Bertran, P., Sima, A., Cherry, P., Queffelec, A., Rousseau, D.D., 2017. Dynamics and sources of last glacial aeolian deposition in southwest France derived from dune patterns, grain-size gradients and geochemistry, and reconstruction of efficient wind directions. Quat. Sci. Rev. 170, 250–268.
Sitzia, L., Bertran, P., Bahain, J.J., Bateman, M., Hernandez, M., Garon, H., De Lafontaine, G., Mercier, N., Leroyer, C., Queffelec, A., Voinchet, P., 2015. The quaternary coversands of southwest France. Quat. Sci. Rev. 124, 84–105.
Skurzyński, J., Jarya, Z., Kenisb, P., Kubikb, R., Moskac, P., Raczyka, J., Seuld, C., 2020. Geochemistry and mineralogy of the Late Pleistocene loess-palaeosol sequence in Złota (near Sandomierz, Poland): implications for weathering, sedimentary recycling and provenance. Geoderma 375, 114459. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114459.
Smalley, I.J., 1966. The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. J. Sediment. Petrol. 36 (3), 669–676.
Smalley, I.J., Leach, J.A., 1978. The origin and distribution of the loess in the Danube Basin and associated regions of East-Central Europe – a review. Sediment. Geol. 21, 1–26.
Smalley, I., O'Hara-Dhand, K., Wint, J., Machalett, B., Jary, Z., Jefferson, I., 2009. Rivers and loess: the significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation. Quat. Int. 198, 7–18.
Smalley, I., Marković, S.B., Svirčev, Z., 2011. Loess is [almost totally formed by] the accumulation of dust. Quat. Int. 240, 4–11.
Smith, B.J., Wright, J.S., Whalley, W.B., 2002. Sources of non-glacial, loess-size quartz silt and the origins of "desert loess. Earth Sci. Rev. 59, 1–26.
Strandberg, G., Brandefelt, J., Kjellström, E., Smith, B., 2011. High-resolution regional simulation of last glacial maximum climate in Europe. Tellus Dyn. Meteorol. Oceanogr. 63, 107–125.
Stroeven, A.P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow, B.W., Harbor, J.M., Jansen, J.D., Olsen, L., Caffee, M.W., Fink, D., Lundqvist, J., Rosqvist, G.C., Strömberg, B., Jansson, K.N., 2016. Deglaciation of fennoscandia. Quat. Sci. Rev. 147, 91–127.
Sümegi, P., Gulyás, S., Molnár, D., Sümegi, B.P., Almond, P.C., Vandenberghe, J., Zhou, L., Pál-Molnár, E., Töröcsik, T., Hao, Q., Smalley, I., Molnár, M., Marsi, I., 2018. New chronology of the best-developed loess/paleosol sequence ofcHungary capturing the past 1.1 ma: implications for correlation and proposed pan-Eurasian stratigraphic schemes. Quat. Sci. Rev. 191, 144–166.
Suter-Burri, K., Gromke, C., Leonard, K.C., Graf, F., 2013. Spatial patterns of aeolian sediment deposition in vegetation canopies: observations from wind tunnel experiments using colored sand. Aeolian Research 8, 65–73.
Svenning, J.C., Normand, S., Kageyama, M., 2008. Glacial refugia of temperate trees in Europe: insights from species distribution modelling. J. Ecol. 96, 1117–1127.
Svirčev, Z., Dulić, T., Obreht, I., Codd, G.A., Lehmkuhl, F., Marković, S., Hambach, U., Meriluoto, J., 2019. Cyanobacteria and loess—an underestimated interaction. Plant Soil 439, 293–308.
Swet, N., Kok, J.F., Huang, Y., Yizhaq, H., Katra, I., 2020. Low dust generation potential from active sand grains by wind abrasion. J. Geophys. Res.: Earth Surface 125, e2020JF005545. https://doi.org/10.1029/2020JF005545.
Thomas, P.J., Murray, A.S., Granja, H.M., Jain, M., 2008. Optical dating of late quaternary coastal deposits in northwestern Portugal. J. Coast Res. 24 (2B), 134–144.
Tóth, G., Jones, A., Montanarella, L., 2013. LUCAS Topsoil Survey. Methodology, Data and Results. JRC Technical Reports, Publication Office of the European Union, Luxembourg, p. 141.
Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Cremer, M., Eynaud, E., Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Fontanier, C., Turon, J.L., Cortijo, E., Gibbard, P.L., 2009. Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European ice-sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. Quat. Sci. Rev. 28, 1238–1256.
Tsoar, H., Pye, K., 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. Sedimentology 34, 139–153.
Újvári, G., Kok, J.F., Varga, G., Kovács, J., 2016. The physics of wind-blown loess: implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. Earth Sci. Rev. 154, 247–278.
Újvári, G., Varga, A., Raucsik, B., Kovács, J., 2014. The Paks loess-paleosol sequence: a record of chemical weathering and provenance for the last 800 ka in the mid-Carpathian Basin. Quat. Int. 319, 22–37.
Újvári, G., Varga, A., Ramos, F.C., Kovács, J., Németh, T., Stevens, T., 2012. Evaluating the use of clay mineralogy, Sr–Nd isotopes and zircon U–Pb ages in tracking dust provenance: an example from loess of the Carpathian Basin. Chem. Geol. 304–305, 83–96.
Vandenberghe, J., Krook, L., 1985. La stratigraphie et la genèse de dépôts pléistocènes à Goirle (Pays-Bas). Bull. Assoc. Fr. Étude Quat. 22 (4), 239–247.
Varga, A., Újvári, G., Raucsik, B., 2011. Tectonic versus climatic control on the evolution of a loess-paleosol sequence at Beremend, Hungary: an integrated approach based on paleoecological, clay mineralogical, and geochemical data. Quat. Int. 240, 71–86.
Varga, A., Cserháti, C., Kovács, J., Szalai, Z., 2016. Saharan dust deposition in the Carpathian Basin and its possible effects on interglacial soil formation. Aeolian Research 22, 1–12.
Wacha, L., Pavlaković, S.M., Novothny, A., Crnjaković, M., Frechen, M., 2011. Luminescence dating of upper Pleistocene loess from the island of susak in Croatia. Quat. Int. 234, 50–61.
Wagner, B., 2011. Spatial analysis of loess and loess-like sediments in the weser-aller catchment (lower saxony and northern hesse, NW Germany). E&G Quaternary Science Journal 60 (1), 27–46.
Wieder, M., Gvirztman, G., Porat, N., Dassat, M., 2008. Paleosols of the southern coastal plain of Israel. J. Plant Nutr. Soil Sci. 171, 533–541.
Woillez, M.N., Kageyama, M., Krinner, G., de Noblet-Ducoudré, N., Viovy, N., Mancip, M., 2011. Impact of CO2 and climate on the Last Glacial Maximum vegetation: results from the ORCHIDEE/IPSL models. Clim. Past 7, 557–577.
Wolf, D., Kolb, T., Alcaraz-Castaño, M., Heinrich, S., Baumgart, P., Calvo, R., Sánchez, J., Ryborz, K., Schäfer, I., Bliedtner, M., Zech, R., Zöller, L., Faust, D., 2018. Climate deteriorations and Neanderthal demise in interior Iberia. Sci. Rep. 8, 7048. https://doi.org/10.1038/s41598-018-25343-6.
Wolf, D., Ryborz, K., Kolb, T., Zapata, R.C., Vizcaino, J.S., Zöller, L., Faust, D., 2019. Origins and genesis of loess deposits in central Spain, as indicated by heavy mineral compositions and grain-size variability. Sedimentology 66, 1139–1161.
Wright, J., 2001. Making loess-sized quartz silt: data from laboratory simulations and implications for sediment transport pathways and the formation of 'desert' loess deposits associated with the Sahara. Quat. Int. 76, 7–19.
Wright, J., Smith, B., Whalley, B., 1998. Mechanisms of loess-sized quartz silt production and their relative effectiveness: laboratory simulations. Geomorphology 23, 15–34.
Youssef, F., Visser, S.M., Karssenberg, D., Erpul, G., Cornelis, W.M., Gabriels, D., Poortinga, A., 2012. The effect of vegetation patterns on wind-blown mass transport at the regional scale: a wind tunnel experiment. Geomorphology 159–160, 178–188.
Zazo, C., Mercier, N., Silva, P.G., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Roquero, E., Soler, V., Borja, F., Lario, J., Polo, D., de Luque, L., 2005. Landscape evolution and geodynamic controls in the gulf of Cadiz (huelva coast, SW Spain) during the late quaternary. Geomorphology 68, 269–290.
Zazo, C., Mercier, N., Lario, J., Roquero, E., Goy, J.L., Silva, P.G., Cabero, A., Borja, F., Dabrio, C.J., Bardají, T., Soler, V., García-Blázquez, A., de Luque, L., 2008. Palaeoenvironmental evolution of the Barbate–Trafalgar coast (Cadiz) during the last ~140 ka: climate, sea-level interactions and tectonics. Geomorphology 100, 212–222.
Zeeberg, J., 1998. The European sand belt in Eastern Europe - and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. Boreas 27, 127–139.

Liste des figures

22 Fig. 1 : Courbes du δ18O issues de la compilation de différents enregistrements marins (Lisiecki, Raymo 2005) et du δ18O de la glace de NGRIP (Rasmussen et al. 2014). Autour des courbes figurent les numéros des SIM (à gauche), des stades (GS, au centre) et des interstades (GI, à droite). Les noms des différents stades de la dernière glaciation en Europe occidentale sont donnés à droite. Leurs limites ont été placées d'après Antoine at al. (2016).
24 Fig. 2 : Frise chronologique et corrélations des différents enregistrements des cinquante derniers millénaires (extrait de Cohen et Gibbard 2019).
28 Fig. 3 : Carte des loess d'Europe à partir de la base de données LUCAS dédiée aux sols d'Europe, de prospections, de mesures granulométriques et de profils issus de l'archéologie préventive (extrait de Bertran et al. 2021).
29 Fig. 4 : Profils synthétiques des loess weichselien du nord de la France et d'Allemagne et corrélations avec les courbes de NGRIP dans les glaces du Groenland (d'après Antoine et al. 2016 et Lehmkuhl et al. 2016).
30 Fig. 5 : Vue de la séquence de Saint-Saufflieu. La mire mesure 4 m (photographie : Pierre Antoine).
34 Fig. 6 : Comparaisons des dépôts de colluvions de vallons-secs en contexte loessique avec le profil sédimentaire synthétique du bassin de la Seine et avec le profil synthétique d'une séquence de la vallée du Crould, affluent de la Seine drainant la moitié occidentale de la Plaine de France (Île-de-France, d'après Wuscher et al. 2020).
36 Fig. 7 : Modèle numérique de terrain (ASTER) du Fossé rhénan et localisation du périmètre de la thèse (en rouge).
37 Fig. 8 : Principaux ensembles morphosédimentaires dans le périmètre de la thèse (d'après BD Charm/BRGM et https://www.lgrb-bw.de/geologie).
38 Fig. 9 : Diagramme ombrothermique de Strasbourg (climate-data.org).
39 Fig. 10 : Roses des vents en Alsace, 10 m au-dessus-du sol, calculées à partir du modèle WRF (réalisation : Marco Guevara). Les couleurs correspondent à la vitesse du vent en m/s. La longueur des barres indique la fréquence relative du vent dans les différentes directions (N, NW, W, SW, S, SE, E, et NE).
40 Fig. 11 : Carte du système de rifts cénozoïques européens (d'après Dèzes et al. 2004).
41 Fig. 12 : Carte du substrat et de la base des formations tertiaires dans le sud du Fossé rhénan (d'après Edel et al. 2002).
42 Fig. 13 : Épaisseur du Quaternaire dans le sud du Fossé rhénan (d'après Gabriel et al. 2013).
43 Fig. 14 : Coupe sud-nord du Fossé rhénan jusqu'au seuil de Karlsruhe (d'après Elsass et al. 2006).
45 Fig. 15 : Carte des loess d'Alsace, d'après la BD Charm du BRGM et d'après la BD LUCAS.
46 Fig. 16 : Vue cavalière des carrières historiques d'Achenheim et position des trois complexes interglaciaires les plus récents (dessin : Michaël Chosson, Archéologie Alsace).
47 Fig. 18 : Achenheim Hurst, vue des unités 5 à 10 (photographie Jean Sommé).
47 Fig. 17 : Achenheim « *Hurst* », vue des unités 1 à 5 (photographie Jean Sommé).
48 Fig. 19 : Succession stratigraphique d'Achenheim « *Hurst* » (d'après Heim et al. 1984).
49 Fig. 20 : Unités stratigraphiques et interprétations pédologiques préliminaires du profil « *Bossenrott* » levé en 2014 sur le front de taille sud de la loessière éponyme à Achenheim (âges OSL quartz : Joerg Zens/RWTH Université d'Aix-la-Chapelle).
49 Fig. 21 : Reiningue « *Besenhag* », succession stratigraphique mise au jour par Olivier Moine et Thomas Vigreux (d'après Steiner et al. 2012, description d'après T. Vigreux, âges OSL Quartz : Alexander Fülling/Institut Humboldt).
56 Fig. 22 : Vue générale de la carrière de Betschdorf.
56 Fig. 23 : Vue d'un des profils étudiés à Betschdorf pour documenter le Weichselien, avec la présence bienveillante de François Ménillet.
56 Fig. 24 : Vue générale de la carrière de Schaffouse-près-Seltz.
56 Fig. 25 : Vue du profil V de Schaffhouse-près-Seltz sous l'œil attentif d'Olivier Moine.
57 Fig. 26 : Carte de localisation des profils étudiés dans le cadre de la thèse, des opérations d'Archéologie Alsace ayant fait l'objet d'une étude géoarchéologique de 2014 à 2021 et des emprises des différents chapitres du doctorat.
60 Fig. 27 : Bischoffsheim « 22 rue Sans soucis », vue des décaissements réalisés pour la construction d'un petit ensemble résidentiel.

61 Fig. 28 : Nettoyage en cours d'un des profils de Schaffhouse-près-Seltz par un gilet-jaune (photographie : Olivier Moine).
61 Fig. 29 : Vue de l'un des dessins réalisés à Ensisheim.
62 Fig. 30 : Possibilité d'une approche en trois dimensions lors du creusement d'une coupe par Louise Woelfli lors de la fouille d'Ensisheim.
63 Fig. 31 : Localisation des échantillons avant prélèvement du profil I de Pflulgriesheim.
65 Fig. 32 : Position des blocs orientés pour l'étude micromorphologique du sol développé à la surface des loess weichselien de Schaffhouse-près-Seltz.
65 Fig. 33 : Vue d'un des tubes prélevés pour les datations par luminescence stimulée optiquement.
69 Fig. 34 : Défloculation des échantillons au Laboratoire d'Analyse des Sols de Strasbourg avant les mesures du granulomètre laser.
72 Fig. 35 : Localisation des publications consacrées au Quaternaire régionale (points blancs) et fiabilité des cartes géologiques régionales en fonction du nombre de profils présentés dans les notices.
75 Fig. 36 : Réalisation d'un profil sismique à Ernolsheim-sur-Bruche par Mathias Zillmer, Jean-Michel Marthelot et leurs étudiants (EOST).
77 Fig. 37 : Relief de l'Outre-Forêt.
78 Fig. 38 : Ensemble de petites collines dans les loess de l'Outre-Forêt entre Hoffen et Aschbach.
78 Fig. 39 : (page suivante) Outre-Forêt, ensembles morpho-sédimentaires
(d'après Bd Charm BRGM/Cigal et http://www.lgrb-bw.de)
et position des sites discutés dans le chapitre.
81 Fig. 40 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », collines du secteur et localisation de l'emprise du diagnostic archéologique et des profils de la carrière en violet.
81 Fig. 41 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », localisation des profils principaux, VII, I et VIII, et des profils secondaires, IIbis et V, de la loessière de schaffhouse-près-Seltz. Le polygone noir figure l'emprise du diagnostic archéologique, avec les 3 tranchées présentées dans le texte. Equidistances des courbes de niveaux : 5 m.
82 Fig. 42 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, dépôts de loess et de gley anciens tabulaires tronqués et recouverts par un complexe argileux dont le sommet et la base sont soulignés par des traits rouges. Ce complexe s'amenuise et disparaît en haut de colline. Les loess récents enveloppent complètement cette paléotopographie et créent une structure en « pelures d'oignon ». Les niveaux de loess récent inférieurs se situent en bas de colline dans le rectangle noir. Les échantillons OSL sont figurés par des points rouges (document P. Wuscher ; levé drone et redressement des photographies : Florian Basoge/Archéologie Alsace).
82 Fig. 43 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, vue des loess récents inférieurs. De gauche à droite, Simon Goudissard, Louise Woelfli et Simon Diemer sont en train de dégager le sommet du complexe de limons-argileux.
82 Fig. 44 : Schaffhouse-près-Seltz – Muld, coupe VII, profil synthétique des loess récents inférieurs avec positions des échantillons OSL (*cf* fig. 3.11).
83 Fig. 45 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, vue de la base de l'horizon Bt.
83 Fig. 46 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, vue du sommet de l'horizon Bt, unité 12, et des unités 11, 10, 9.
86 Fig. 47 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, principaux traits micromorphologiques.
87 Fig. 48 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, principaux traits micromorphologiques.
88 Fig. 49 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, données granulométriques, teneurs en carbonates de calcium, carbone totale et susceptibilité magnétique des unités 10 à 4.
90 Fig. 50 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », courbes des fréquences granulométriques des principales unités. Deux courbes de loess typiques du profil I (I.1 105-110 et I.1 70-75) sont ajoutées à titre de comparaison.
94 Fig. 51 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe I. Les traits rouges sur le versant matérialisent l'horizon Bt eemien et la base du Weichselien (document P. Wuscher, levé drone et redressement des photographies : Florian Basoge/Archéologie Alsace).
94 Fig. 52 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe I, vue du profil I.1 avec implantation des colonnes malacologique et sédimentologique et position du prélèvement OSL
94 Fig. 53 : Schaffhouse-près-Seltz *« Muld* », coupe I, vue du profil I.3 avec des figures de fluage au sommet des limons lités bruns, unité 5.
95 Fig. 54 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », profil I.2 avec position du tuf d'Eltville.

96 Fig. 55 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », détail d'une lamine sableuse de l'unité 6 dans le profil I.7 (photographie : Olivier Moine).
96 Fig. 56 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe I, profil (dessin O. Moine et P. Wuscher). et principaux pramètres sédimentologiques de la séquence.
98 Fig. 57 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », courbes de fréquences des différentes unités de la coupe I.
100 Fig. 58 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », datations obtenues sur la coupe I. Les datations radiocarbones ont été calibrées à 2 σ (Reimer et al. 2020).
103 Fig. 59 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », vue du profil VIII avec le sol développé à la surface des loess.
104 Fig. 60 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », profil VIII,position des échantillons de sédiments en vrac (rectangles noirs), des lames minces (rectangles rouges), courbes des évolutions des paramètres granulométriques et de la calcimétrie et courbes des fréquences granulométriques des différentes unités.
105 Fig. 61 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », profil VIII, principaux traits micromorphologiques.
107 Fig. 62 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », vue du profil du luvisol eemien sur le versant nord-ouest dans le profil IIbis. Deux des figures de fauchage qui affectent sa surface sont surlignées en rouge.
108 Fig. 63 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », vue du profil du luvisol eemien sur le versant nord-ouest dans le profil V. Le luvisol s'amincit rapidement et disparaît vers le sommet de la colline à gauche de la photographie.
109 Fig. 64 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », successions stratigraphiques des coupes 2, 4 et 30.
111 Fig. 65 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », sondage 4, vue de l'unité 5, des limons brun orangé parcourus de terriers décimétriques remplis de loess (largeur de la tranchée 2,50 m).
112 Fig. 66 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », nucléus du Paléolithique supérieur ancien découvert à la base de l'unité 5 du sondage 30 (l'échelle indique 5 cm ; dessin : François Bachellerie).
113 Fig. 67 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », épaisseur de l'horizon entre les labours et les loess en sommet de colline et sur les versants exposés au sud-ouest, au sud et au sud-ouest. Equidistance des courbes : 5 m.
115 Fig. 68 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », vue du cône de déchets ménagers qui progressivement reconstitue la colline Muld éventrée par l'exploitation de loess (photographie : Olivier Moine)
116 Fig. 69 : Formes du relief des collines de Betschdorf, localisation du front de taille et du sondage BSS000QQED du BRGM. Le sondage BSS000QQDQ se trouve 1 km à l'est de la limite orientale de la carte. Equidistance des courbes : 5 m.
117 Fig. 70 : Betschdorf, vue du front de taille
117 Fig. 71 : Betschdorf, profil général du front de taille. Les rectangles rouges figurent les portions du profil nettoyées et décrites
119 Fig. 72 : Betschdorf, vue du profil V3.
119 Fig. 73 : Betschdorf, profil V3, vue de la séquence I, la plus ancienne, avec position des échantillons qui suivent le pendage des couches .
120 Fig. 74 : Betschdorf, V3, séquence I, principaux caractères pédosédimentaires.
122 Fig. 75 : Betschdorf, histogrammes de fréquence des différentes classes ganulométriques.
124 Fig. 76 : Betschdorf, diagramme XRF des échantillons (document : Laurent Caner).
127 Fig. 77 : Betschdorf, chronologie de la séquence I fournie par les datations numériques.
130 Fig. 78 : Betschdorf, vue du vallon V1, sous l'oeil attentif de François Ménillet.
131 Fig. 79 : Betschdorf, vue des dépôts les plus anciens observés de V1 et position de l'échantillon pour datation par luminescence stimulée optiquement (OSL) BET12/G1. Noter les involutions à la base et le pendage des couches (Photographie : Olivier Moine).
131 Fig. 80 : Betschdorf, vue des dépôts sommitaux de la partie centrale de V1 et position de l'échantillon pour datation par luminescence stimulée optiquement (OSL) BET13/G2 (Photographie : Olivier Moine). Noter la déformation cassante.
132 Fig. 81 : Betschdorf, log cumulique du remblaiement du vallon V1.
133 Fig. 82 : Betschdorf, courbes de fréquences de trois couches de sables (1.1, 1.3 et 1.4) et d'une couche de limons (1.2) mises en perspective avec deux échantillons de Schaffhouse, l'un prélevé dans les loess et l'autre dans les sables des loess lités.
134 Fig. 83 : Betschdorf, profil synthétique à partir des remplissages des vallons V3 et V1.
139 Fig. 84 : Carte géologique simplifiée du Kochersberg (d'après Bd Charm BRGM) et position des sites discutés dans le chapitre.

141 Fig. 85 : Vue de l'horizon humifère supérieur à terriers dans la tranchée 4365 à Pfulgriesheim. Le sondage est large de 3 m.
141 Fig. 86 : Vue du sondage 4159 à Dingsheim.
141 Fig. 87 : Vue de la concentration de poupées calcaires remaniées dans la tranchée 4153 à Pfulgriesheim (V. Villa).
141 Fig. 88 : Vue de la succession stratigraphique de la tranchée 228 à Breuschwickersheim (P. Wuscher).
142 Fig. 89 : Profils schématiques (en rouge) ouverts sur la moitié sud du diagnostic du tronçon 2 du Contournement Ouest de Strasbourg, de la butte de Kolbsheim au *Muehlbach*, avec la base des loess pléistocènes et la base des loess weichseliens.
143 Fig. 90 : Profils schématiques (en rouge) ouverts sur la moitié nord du diagnostic du tronçon 2 du Contournement Ouest de Strasbourg, du *Muehlbach* au Breuschwickersheimer Berg, avec la base des loess pléistocènes et la base des loess weichseliens.
144 Fig. 91 : Profils schématiques (en rouge) ouverts lors du diagnostic du tronçon 4 du Contournement Ouest de Strasbourg, de la *Souffel* au *Kolbsenbach*, avec la base des loess pléistocènes et la base des loess weichseliens.
145 Fig. 92 : Butte de Kolbsheim, histogramme de fréquence granulométrique de l'échantillon COS-SC-0771-19,53.
146 Fig. 93 : Butte de Kolbsheim, diagramme XRF de l'échantillon oligocène (document : Laurent Caner).
146 Fig. 94 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », coupes en limite est de la fouille. Noter l'emboîtement des différentes unités sédimentaires.
147 Fig. 95 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue de la fouille depuis le sud. Noter le passage du comblement brun aux loess qui marque la limite nord du vallon, au nord de la fouille. Les limons gris brun bioturbés sont cantonnés dans la partie centrale du vallon.
148 Fig. 96 : Pfulgriesheim « Grasweg », profil synthétique établi à partir des profils I (coupe est), II et III (coupe ouest). Les trois profils ont fait chacun l'objet d'une colonne de prélèvements. Ils sont nommés PI, PII et PIII et sont séparés par un trait rouge. Les trois colonnes ont été compilées pour avoir un échantillon tous les 5 cm sur l'intégralité de la séquence étudiée.
148 Fig. 97 : Pfulgriesheim « Grasweg », profil PIII avec les loess anciens à la base (unité 22) coiffés par les unités 21 et 20, des paléosols. Les traits horizontaux correspondent à l'emplacement des échantillons pour les études malacologiques et pédosédimentaires. Les rectangles à gauche du profil indiquent la localisation des blocs de sédiments non perturbés pour la micromorphologie.
149 Fig. 98 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue du profil PIV qui expose la variation latérale de l'unité 20, présentant ici une teinte brun orangé et une structure polyédrique moins exprimée que dans la partie centrale du vallon (unité 20bis). Comme l'unité 20, l'unité 20bis est traversée de nombreux terriers centimétriques remplis de limons calcaires beiges.
149 Fig. 99 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue de détail de la coupe ouest à 80 m au nord de la limite méridionale de la fouille. Les loess anciens, unité 22, et les unités 21, 20 et 19 sont exposés par le palier inférieur. Noter la lentille centimétrique de limons beige (unité 18) à la base du palier supérieur.
150 Fig. 100 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue de l'ensemble de limons argileux très sombres dans la coupe est. Noter le liseré beige, au niveau de la mire, qui marque sa limite inférieure.
150 Fig. 101 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue du profil PII.
150 Fig. 102 : Pfulgriesheim « Grasweg », vue des lamines détritiques beiges traversées par des cavités biologiques de l'unité 15.
150 Fig. 103 : Pfulgriesheim « Grasweg , vue d'une des fissures qui traverse l'unité 15.
151 Fig. 104 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », vue générale de la coupe est avec l'ensemble de limons gris bioturbés (unités 11, 12 et 13) exposé dans les paliers intermédiaires (3e et 4e en partant du bas).
151 Fig. 105 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », PI.
153 Fig. 106 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », données granulométriques, teneurs en carbonates de calcium, carbone total et susceptibilité magnétique des unités 22 à 12.
154 Fig. 107 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », histogrammes de fréquence granulométrique.
156 Fig. 108 : Pfulgriesheim « Grasweg », planche micromorphologique.
158 Fig. 109 : Pfulgriesheim « Grasweg », planche micromorphologique.
161 Fig. 110 : Pfulgriesheim « Grasweg », diagramme XRF des échantillons (document : Laurent Caner). À droite, sont représentées les courbes obtenues sur sédiments bruts. Les courbes de gauche correspondent aux analyses de la fraction argileuse par diffraction sur lames orientées.
162 Fig. 111 : Pfulgriesheim « Grasweg », diagramme XRF des échantillons (document : Laurent Caner).

166 Fig. 112 : Pfulgriesheim « Grasweg » : âges numériques obtenus.
169 Fig. 113 : Eckwersheim « *auf die Niedermatten* ».
169 Fig. 114 : Eckwersheim « *auf die Niedermatten* », vue des formations oligocènes. Les dépôts sont recoupés par un grand fossé antique.
169 Fig. 115 : Pfulgriesheim, tranchées 4028, 4663 et 4503.
170 Fig. 116 : Ernolsheim-sur-Bruche, tranchée 14, Kolbsheim, Tranchée 471 et Kolbsheim, tranchée 485.
170 Fig. 118 : Épaisseur de la couverture pédologique entre la base de l'horizon labouré et le sommet des loess mesurée lors des diagnostics archéologiques du tronçon 4 du Contournement Ouest de Strasbourg. Les sites néolithiques vérifiés lors de fouilles ont été positionnés d'après Croutsch et al. (2020).
170 Fig. 117 : Ernolsheim-sur-Bruche, sépulture du Néolithique ancien (Delphine Jonville et Alexandra Cony/Archéologie Alsace, étude en cours).
173 Fig. 119 : Épaisseur de la couverture pédologique entre la base de l'horizon labouré et le sommet des loess mesurée lors des diagnostics archéologiques du tronçon 2 du Contournement Ouest de Strasbourg. Les sites néolithiques vérifiés lors de fouilles ont été positionnés d'après Croutsch et al. (2020).
176 Fig. 120 : Carte géologique simplifiée du plateau et des collines au nord de la Zorn (d'après Bd Charm/BRGM).
178 Fig. 121 : Geudertheim : profils stratigraphiques et position des vestiges archéologiques de la Tène ancienne (environ 450 ans avant notre ère).
178 Fig. 122 : Geudertheim, vue des loess et des sables lités (unités 8 et 7).
178 Fig. 123 : Geudertheim, vue du sol tardiglaciaire et holocène localisé conservé dans un ackerberg (unités 5 à 1).
179 Fig. 124 : Geudertheim, silo de la Tène ancienne (environ 450 avant notre ère) qui permet d'estimer à une cinquantaine de centimètre la tranche de sol érodée depuis 2500 ans dans la zone où la base de l'horizon labouré correspond au sommet des loess (photo : E. Rault/AA).
180 Fig. 125 : Niederschaeffolsheim, coupe stratigraphique de la tranchée 10 représentative du site.
180 Fig. 126 : Niederschaeffolsheim, vue de la succession stratigraphique de la tranchée 3, similaire à celle de la tranchée 10.
181 Fig. 127 : Niederschaeffolsheim, vue en plan du gley de toundra, l'unité 6, présent à la base des profils ; la tranchée est large de trois mètres.
182 Fig. 128 : Steinbourg, coupe stratigraphique.
182 Fig. 129 : Steinbourg, vue du profil.
185 Fig. 130 : Terrasse de Schiltigheim, topographie (IGN MNT 25), localisation des sites étudiés dans le passé et des profils présentés dans le texte. Le liséré noir représente la limite de la terrasse d'après la carte géologique. Le trait en pointillés marque la limite interne observée dans la topographie.
186 Fig. 131 : Achenheim, « *Hirschberg* », vue de la tranchée 7.
187 Fig. 132 : Achenheim, « *Hirschberg* », successions stratigraphiques rencontrées.
188 Fig. 133 : Strasbourg « rue Martin Bucer », succession stratigraphique mise au jour. Les unités 1 à 7 ont été nettoyées, décrites et échantillonnées. Les unités 8 à 9 ont été observées depuis le haut du sondage à partir des sediments remontés par le godet de la pelle-mécanique.
188 Fig. 134 : Strasbourg « rue Martin Bucer », vue des unités 1 à 7.
188 Fig. 135 : Strasbourg « rue Martin Bucer », vue de détail des lamines sableuses de l'unité 7.
190 Fig. 136 : Wolfisheim « les Vergers du Fort ».
191 Fig. 137 : Mundolsheim « Quartier du Parc », profil stratigraphique.
193 Fig. 138 : Carte géologique simplifiée des collines d'Obernai (d'après Bd Charm/BRGM) et localisation des sites présentés.
194 Fig. 139 : Bischoffsheim, rue Kilbs.
194 Fig. 140 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, vue générale du site. Noter le complexe de sols de rang interstadiaire et interglaciaire au milieu de la coupe. L'ensemble est déformé par un réseau de failles normales.
195 Fig. 141 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, coupes SO-NE et SE-NO avec emplacements des logs (rectangles rouges, levé drone : Florian Basoge/Archéologie Alsace).
196 Fig. 142 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, vue du complexe de paléosols et position des prélèvements pour datations OSL et pour analyses micromorphologiques et sédimentologiques.
197 Fig. 143 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, profil stratigraphique.
197 Fig. 144 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, vue du paléosol sombre, unité 7. Noter les taches centimétriques brun-rouge.

199 Fig. 145 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, évolution de la teneur en argiles et en carbonates dans les différentes unités du site et courbes de fréquence granulométriques.
201 Fig. 146 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, caractères micromorphologiques.
203 Fig. 147 : Rosheim « ZAC du Fehrel », transect nord-sud. Les données ont été simplifiées pour mettre en évidence les trois grands ensembles du secteur. La terminologie employée reprend celle de Théobald (1955b et 1970) pour faciliter les comparaisons. Le profil choisi pour être discuté de façon détaillé se situe au nord de la coupe.
204 Fig. 148 : Rosheim « ZAC du Fehrel », succession stratigraphique de la tranchée 191.
204 Fig. 149 : Rosheim « ZAC du Fehrel », vue du profil de la tranchée 191.
205 Fig. 150 : Rosheim « ZAC du Fehrel », vue du profil de la tranchée 14, avec à la base les alluvions du Pléistocène moyen.
208 Fig. 151 : carte géologique simplifiée des collines de Rouffach (d'après Bd Charm/BRGM) et localisation des sites présentés.
209 Fig. 152 : Eguisheim : localisation de la carrière étudiée par Blanck et Wacquant (1971) et les profils de « *Bühl* nord » présentés ici (doc. F. Bachellerie).
210 Fig. 153 : Fig. 5.35 : Eguisheim « *Bühl* nord », successions stratigraphiques mises au jour.
212 Fig. 154 : Osenbach, « *Pfaffenheimer Trank* », vue de la coupe.
213 Fig. 155 : Osenbach « *Pfaffenheimer Trank* », succession stratigraphique pléistocène.
213 Fig. 156 : Osenbach, « *Pfaffenheimer Trank* », vue de la succession stratigraphique pléistocène.
215 Fig. 157 : carte géologique simplifiée du Sundgau (d'après Bd Charm/BRGM) et localisation des sites présentés et discutés.
216 Fig. 158 : localisation des profils étudiés à Zillisheim.
217 Fig. 159 : profils étudiés à Zillisheim.
219 Fig. 160 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », coupe générale et position des profils présentés.
219 Fig. 161 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », coupe E.
219 Fig. 162 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », coupe C.
221 Fig. 163 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », principaux traits micromorphologiques.
223 Fig. 164 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », principaux traits micromorphologiques.
225 Fig. 165 : Morschwiller-le-Bas, profil synthétique.
226 Fig. 166 : Hésingue « *Liesbach* » : transect sud-ouest/nord-est.
232 Fig. 167 : Principales entités morphosédimentaires de la moitié sud de la zone d'étude (d'après Bd Charm/BRGM et https://www.lgrb-bw.de).
233 Fig. 168 : Cône de la Hardt, profil en long et profil en travers (traitement Lidar : Jérôme Houssier, exagération verticale : 250 x).
234 Fig. 169 : vue d'un des fronts de taille de la carrière de Sierentz en octobre 2018.
234 Fig. 170 : vue d'un des fronts de taille de la carrière de Sausheim en octobre 2018.
235 Fig. 171 : Ensisheim « *Hardtacker* », vue du front taille au bord de l'autoroute.
235 Fig. 172 : Ensisheim « *Hardtacker* », vue du front taille au bord de l'autoroute.
235 Fig. 173 : Ensisheim « *Hardtacker* », vue du front taille au bord de l'autoroute.
236 Fig. 174 : MNT LIDAR de la bordure occidentale du cône de la Hardt avec localisation des profils d'Ensisheim « *Hardtacker* » et d'Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » (données CD 68, traitement Florian Basoge/Archéologie Alsace).
237 Fig. 175 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », profils levés dans les alluvions rhénanes et position des âges obtenus.
238 Fig. 176 : Profil levé à Herrlisheim.
239 Fig. 177 : Profils levés à Rixheim.
239 Fig. 178 : Rixheim, vue du profil 37.
240 Fig. 179 : Oberhergheim, vue générale de la tranchée 44 (cliché M. Chosson/Archéologie Alsace).
240 Fig. 180 : Oberhergheim, vue de détail du profil de la tranchée 34 avec le sol brun lessivé développé sur le chernozem (cliché M. Chosson/Archéologie Alsace).
240 Fig. 181 : Oberhergheim, profil 44.
243 Fig. 182 : Principales entités morphosédimentaires de la vallée du Rhin de Sélestat à Bischwiller (carte réalisée avec l'aide d'Anaïs Viennot, d'après Bd Charm/BRGM et https://www.lgrb-bw.de).
244 Fig. 183 : Weyersheim « *Rohr* », logs stratigraphiques réalisés par la société Holcim à partir de deux carottages soniques et position des quatre échantillons palynologiques étudiés par Agnès Gauthier (CNRS/Laboratoire de Géographie Physique de Meudon, dessin : Patrice Wuscher).

246 Fig. 184 : Weyersheim « *Rohr* », représentation graphique schématique des spectres palynologiques (A. Gauthier/CNRS).
246 Fig. 185 : Weyersheim « *Rohr* », résultats des tests palynologiques. Les pourcentages des taxons arboréens et herbacés ont été calculés à partir de la somme PA+PNA tandis que les pourcentages des différentes spores et des grains indéterminables ont été calculés à partir du nombre total (A. Gauthier/CNRS).
248 Fig. 186 : Profil transversal recoupant la terrasse de Valff, le Ried de l'Andlau, la terrasse d'Erstein et la plaine ello-rhénane actuelle (d'après IGN 5 m).
250 Fig. 187 : Geispolsheim, profil stratigraphique, âges obtenus et caractères sédimentaires.
251 Fig. 188 : Geispolsheim, vue des unités 8 à 5 de la moitié inférieure du profil.
251 Fig. 189 : Geispolsheim, cryoturbations localisées sur la bordure orientale de la terrasse.
253 Fig. 190 : Bordure occidentale de la terrasse d'Erstein. La distance entre 6867 et la coupe n'est pas respectée.
254 Fig. 191 : Erstein « route de Krafft », vue de la coupe ouverte en bord de terrasse alluviale et dans la plaine ello-rhénane.
257 Fig. 192 : Ci-contre, principaux ensembles morphosédimentaires observés d'après les données LIDAR (données LIDAR : CD 67 (2011), CUS Strasbourg (2007), LGL Baden-Württemberg (2008), traitement : Jérôme Houssier/Archéologie Alsace).
257 Fig. 193 : À droite, photographies aériennes de la terrasse d'Eschau à Eschau. L'emprise de Neuschau « *Neuhard* » est indiquée en rouge. Noter les paléo-chenaux plus sombres qui dessinent des anastomoses.
258 Fig. 194 : Vue des emprises de fouille d'Eschau « *Neuhard* » (cliché drone : Julien Plumereau/Archéologie Alsace).
258 Fig. 195 : Vue de l'emprise orientale de la fouille d'Eschau « *Neuhard* » et position du profil 1 dans la nappe de galets (cliché drone : Julien Plumereau/Archéologie Alsace).
259 Fig. 196 : Eschau « *Neuhard* », profil 1 et profil 17.
259 Fig. 197 : Eschau « *Neuhard* », vue du profil 1.
259 Fig. 198 : Vue de l'emprise occidentale de la fouille d'Eschau « *Neuhard* » et position du profil 17 dans le chenal 1 (cliché drone : Julien Plumereau/Archéologie Alsace).
261 Fig. 199 : Eschau « *Neuhard* », vue du profil 17.
263 Fig. 200 : Nordhouse « *Ramschlag* », profils stratigraphiques sur le fond LIDAR (données LIDAR : CD 67 (2011), CUS Strasbourg (2007), LGL Baden-Württemberg (2008), traitement : Jérôme Houssier/Archéologie Alsace).
264 Fig. 201 : Nordhouse « *Ramschlag* », pot du Bronze final (environ entre 1000 et 700 avant notre ère) découvert dans l'unité 3 de la tranchée 140 (dessin Estelle Rault/Archéologie Alsace).
265 Fig. 202 : Localisation de l'emprise de la fouille (cadre rouge) et des coupes (points numérotés) de Weyersheim « *Rohr* » sur le MNT établi à partir du LIDAR (données : Direction Départementale des Territoires (2010) ; traitement des données : Florian Basoge/Archéologie Alsace).
266 Fig. 203 : Weyersheim « Rohr », plaine, profils représentatifs de la succession stratigraphique constitutive de la plaine du Ried de la Zorn et position des échantillons palynologiques PAL4 et PAL5.
269 Fig. 204 : Weyersheim « Rohr », chenal, coupe du paléochenal et profil synthétique du remblaiement. La distance entre les sondages du chenal a été réduite.
275 Fig. 205 : À gauche, MNT LIDAR corrigé de la pente amont-aval (données : CD 68, traitement : Florian Basoges/Archéologie Alsace).
276 Fig. 206 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », localisation des emprises et des coupes sur MNT Lidar corrigé de sa pente (traitement du MNT : Florian Basoge/Archéologie Alsace).
278 Fig. 207 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, vue du chenal en fond de fouille.
279 Fig. 208 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, géométrie d'ensemble
280 Fig. 209 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, vue depuis le sud de l'unité de galets à la base de la coupe (profil a, unité 8, mire de 50 cm).
283 Fig. 210 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, vue depuis le sud de l'unité de galets à la base de la coupe (profil a, unité 8, mire de 50 cm).
284 Fig. 211 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* » - coupe 5785, vue des dépôts constitutifs de la plaine.
284 Fig. 212 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, vue du chenal à remplissage sablo-argilo-graveleux avec charbons et fragments de céramique non tournée.
285 Fig. 213 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, vue d'un fragment de céramique non tourné

pris dans les galets du chenal.
286 Fig. 214 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »*, coupe 5785, caractères micromorphologiques.
288 Fig. 215 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »*, coupe 5785, caractères micromorphologiques.
291 Fig. 216 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »*, vue depuis l'est de la fouille de la tranche 3 de la Zone d'Activités d'Intérêt Départemental de Ensisheim-Reguisheim.
292 Fig. 217 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 4, vue de la nappe de graviers qui entaille les dépôts fins.
292 Fig. 218 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 4.
294 Fig. 219 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 4, vue des dépôts fins anciens avec le vertisol.
299 Fig. 220 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 4, courbes DRX (document Laurent Caner). La courbe de l'échantillon brut par diffraction sur poudre désorientée est présentée en haut. Celles de la fraction argileuse par diffraction sur lames orientées sont présentées en bas.
301 Fig. 222 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 7 , vue de l'emboîtement des alluvions vosgiennes dans le cône rhénan de la *Hardt.*
301 Fig. 221 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 7.
302 Fig. 223 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld »,* coupe 016774 - 7, vue des sables bruns pédogénétisés de la base de la séquence
304 Fig. 224 : Schéma de l'évolution de la plaine de l'Ill à Ensisheim « *Reguisheimerfeld ».*
307 Fig. 225 : Horbourg-Wihr, localisation des profils présentés dans la thèse.
308 Fig. 226 : Horbourg-Wihr «50 Grand Rue», succession stratigraphique du profil 2 du 50 Grand Rue.
308 Fig. 227 : Horbourg-Wihr «50 Grand Rue», vue du profil 2 du 50 Grand Rue.
308 Fig. 228 : Horbourg-Wihr «50 Grand Rue», vue de détail de l'unité 2 du profil 4 avec interstratification d'un horizon piétiné.
311 Fig. 229 : Successions stratigraphiques d'Horbourg-Wihr.
314 Fig. 232 : Mulhouse « Cour de Lorraine », succession stratigraphique (coupe 1).
311 Fig. 230 : Horbourg-Wihr «1 et 3 rue des écoles», vue du paléosol hydromorphe fossilisé par des remblais romains (galets).
311 Fig. 231 : Horbourg-Wihr « Bord de l'Ill », vue du niveau d'occupation antique au sommet de l'unité 6005 (Schneikert et al. 2018).
314 Fig. 233 : Mulhouse « Cour de Lorraine », vue de la coupe 1.
316 Fig. 234 : Mulhouse « Cour de Lorraine », détail de la base de la succession stratigraphique avec les bivalves (en blanc).
317 Fig. 235 : Ruelisheim « Rue des Roses », profil de la tranchée 19, représentatif de la portion de plaine sondée.
318 Fig. 236 : Meyenheim « *Grunfeld* », profil de la tranchée 19, représentatif de la portion de plaine sondée.
319 Fig. 237 : Niederentzen « *Hinter am Dorf* », profil de la tranchée 36, représentative de la portion de plaine sondée.
321 Fig. 238 : Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », localisation de l'opération sur le MNT Lidar corrigé de sa pente (traitement Florian Basoge/Archéologie Alsace).
322 Fig. 239 : Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », succession stratigraphique de la tranchée 88.
322 Fig. 240 : Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », vue du sondage 62 (cliché : François Schneikert, Archéologie Alsace).
322 Fig. 241 : Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », vue du sondage 62 (cliché : François Schneikert, Archéologie Alsace).
324 Fig. 242 : localisation des opérations de Bischwihr « *Kleinwoerth* » et de Riedwihr « *Oberfeld* », en rouge, et de la fouille menée par la Antea Archéologie SARL, en bleu, sur le MNT Lidar corrigé de sa pente (traitement Florian Basoge /Archéologie Alsace).
325 Fig. 243 : Bischwihr « *Kleinwoerth* », profil tranchée 9.
325 Fig. 244 : Bischwihr « *Kleinwoerth* », vue de la tranchée 9.
326 Fig. 245 : Riedwihr « *Oberfeld* », succession stratigraphique de la tranchée 8.
327 Fig. 246 : Riedwihr « *Oberfeld* », vue de la succession stratigraphique de la tranchée 2.
327 Fig. 247 : Riedwihr « *Oberfeld* », vue de la succession stratigraphique de la tranchée 9.
329 Fig. 248 : La vallée de l'Ill de Mulhouse à Colmar, proposition de réinterprétation des entités morpho-sédimentaires cartographiées par le BRGM.

330 Fig. 249 : La vallée de l'Ill de Mulhouse à Colmar, tendances chronologiques observées. Le trait rouge marque la limite du Subatlantique qui se démarque largement sur tous les profils.
332 Fig. 250 : bassins-versants et cônes de déjection weichséliens des principaux cours d'eau vosgiens d'Alsace (données BRGM et BD Cartage). La ligne rouge représente la limite entre les Vosges cristallines, au sud, et les Vosges gréseuses, au nord.
333 Fig. 251 : Principales entités géologiques du cône de la Thur (d'après Théobald, Hudeley 1976 ; Ménillet et al. 1989 ; Skrzypek et al. 2008) et positions des sites étudiés dans le cadre de la thèse. 335 Fig. 252 : Cernay « la Croisière », vue de la coupe de Cernay. Simon Goudissard indique la position du profil 1.
335 Fig. 253 : Cernay « la Croisière », profils décrits.
335 Fig. 254 : Cernay « la Croisière », vue du profil 1.
337 Fig. 255 : Wittenheim « *Auf den Wald* », description des unités mises au jour.
338 Fig. 256 : Wittenheim « *Auf den Wald* », vue du profil 16.
338 Fig. 257 : Wittenheim « *Auf den Wald* », vue du profil 20.
339 Fig. 259 : Pulversheim « *Ochsenweilde* », vue du profil de la tranchée 6.
339 Fig. 260 : Pulversheim « *Ochsenweilde* », vue du profil de la tranchée 5.
339 Fig. 258 : Pulversheim « *Ochsenweilde* », tranchée 5, profil représentatif de l'emprise diagnostiquée.
340 Fig. 261 : Wittelsheim « *Hohmatten* », profil représentatif du diagnostic.
342 Fig. 262 : profil synthétique du cône de la Thur.
345 Fig. 263 : Principales entités géologiques de la basse Bruche (d'après Maire et al. 1971 ; Skrzypek et al. 2007) et positions des sites mentionnés dans le texte.
346 Fig. 264 : Mutzig « *Rain* », position du site sur le versant (Wuscher, Lutz et Wegmüller). La distance entre le site et le cours d'eau n'est pas respectée.
347 Fig. 265 : Mutzig « *Rain* », vue de la fouille en 2019.
348 Fig. 266 : Mutzig « *Rain* », coupe sagittale du gisement.
349 Fig. 267 : Mutzig « *Rain* », vue en plan et en coupe du réseau de fissures qui recoupe l'unité 7 et qui dessine des parallélépipèdes de 10 à 20 cm de large pour quelques décimètres de long.
349 Fig. 268 : Mutzig « *Rain* », vue en coupe des fissures sub-horizontales et obliques associées au réseau parallélépipédique qui recoupe l'unité 7.
351 Fig. 269 : Mutzig « *Rain* », profil synthétique, caractères granulométriques, teneur en carbonates, ph et susceptibilité magnétique. Les courbes des carbonates et de la susceptibilité magnétique vont être complétées lors de la prochaine campagne de fouilles. Les principales phases de chutes de blocs sont indiquées à droite, ainsi que le prélèvement micromorphologique MM5 étudié par Mathias Lutz et Christine Pümpin. Les âges OSL sur feldspaths obtenus par Frank sont indiqués à droite.
354 Fig. 270 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim » vue de la succession stratigraphique mise au jour grâce à la fouille des puits 1089, en premier plan, et 1131, au second plan.
354 Fig. 271 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », profil étudié.
354 Fig. 272 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », vue des cryoturbations à la base du profil.
357 Fig. 273 : Holtzheim « terrasse du Roettig », profils étudiés.
357 Fig. 274 : Holtzheim « terrasse du Roettig », vue d'un des profils.
359 Fig. 275 : Mutzig « rue Schweitzer », profil étudié.
360 Fig. 276 : Kolbsheim « ZAD », profils étudiés.
362 Fig. 277 : Principales entités géologiques du cône de la Zorn (d'après Blanalt et al. 1972 ; Skrzypek et al. 2007) et positions des sites étudiés.
364 Fig. 278 : Bernolsheim « Plateforme d'activité (PDA) », profil 26636.
364 Fig. 279 : Bernolsheim « Plateforme d'activité (PDA) », vue du profil 23056..
365 Fig. 280 : Brumath « *Herrenwald* », profil stratigraphique.
366 Fig. 281 : Brumath « *Herrenwald* », vue des lits argileux et des alluvions sableuses à la base du sondage 21.
366 Fig. 282 : Brumath « *Herrenwald* », vue des alluvions sableuses, du gley et des loess cryoturbé sur le flanc de la gravière en exploitation.
366 Fig. 283 : Brumath « *Herrenwald* », sables éoliens et horizon BT en bandes mis au jour par le sondage 26.
367 Fig. 284 : Vendenheim « *Isperlach* », profils étudiés.
368 Fig. 285 : Vendenheim « *Isperlach* », vue du niveau organique dans les alluvions de la Zorn à la base de la séquence étudiée.

368 Fig. 286 : Vendenheim « *Isperlach* », », vue de l'horizon rouge, unité 3, dans la partie sommitale de la succession stratigraphique.
369 Fig. 287 : Vendenheim « *Isperlach* », vue des sables éoliens au sommet de la séquence. Le mètre déroulant indique 1 m. Noter le tube pour la datation par luminescence stimulée optiquement à la base du profil.
370 Fig. 288 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Substrat, profil stratigraphique mis au jour.
371 Fig. 289 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine, vue de la berge et de la succession stratigraphique.
371 Fig. 290 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine, vue de détail de la succession stratigraphique la plus dilatée. Noter les paléosols sombres.
371 Fig. 291 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine, succession stratigraphique et position des échantillons pour la malacologie et les datations radiocarbones.
373 Fig. 292 : Reichstett « ZAC Entrée Nord », profil stratigraphique.
375 Fig. 293 : Transect nord-sud du cône de la Zorn.
378 Fig. 294 : Localisation des niveaux et horizons de l'Eemien, du Début Glaciaire weichselien et du Pléniglaciaire inférieur et moyen (fond de carte d'après BD Charm/BRGM et https://www.lgrb-bw.de/geologie).
381 Fig. 295 : Corrélations des principaux profils stratigraphiques weichseliens étudiés dans le cadre de la thèse avec la courbe climatique de référence (Rasmussen et al. 2014).
384 Fig. 296 : Représentation des datations obtenues dans les formations alluvions holocènes et les colluvions des versants loessiques.
386 Fig. 297 : Comparaisons de la géométrie des successions stratigraphiques de Schaffhouse-près-Seltz, Betschdorf et Pfulgriesheim.
390 Fig. 298 : Épaisseurs et faciès des loess du Pléniglaciaire supérieur d'Alsace.
400 Fig. 299 : Proposition de reconstitution de l'évolution de la Basse-Bruche depuis 50 000 ans (figure réalisée avec l'aide de M. Chosson/Archéologie Alsace, fond de carte d'après BD Charm/BRGM).
401 Fig. 300 : Proposition de reconstitution de l'évolution de la Plaine du Rhin autour de Strasbourg depuis 50 000 ans (figure réalisée avec l'aide de M. Chosson/Archéologie Alsace, fond de carte d'après BD Charm/BRGM).
406 Fig. 301 : Ci-contre, localisation des sites paléolithiques et mésolithiques révisés par François Bachellerie, Héloïse Koehler et Sylvain Griselin (Wuscher et al. 2016, fond de carte d'après BD Charm/BRGM et https://www.lgrb-bw.de/geologie).).
410 Fig. 302 : Vue drone du tracé de l'Ehn à Obernai qui sert à alimenter le fossé d'enceinte de la ville médiévale (en bleu), avant sa canalisation au XIXe siècle (en rouge), notamment pour alimenter une fabrique, autour de 1920 (photographie : Archéologie Alsace, fouille sous la direction d'Adrien Vuillemin et de Florent Minot).
410 Fig. 303 : Extrait de la carte dite « de Tulla » à hauteur de Gambsheim (Karte über den Lauf des Rheins, 1838).

Liste des tableaux

58 Tab. 1 : Nombre d'arrêtés de diagnostics prescrits par année de référence et répartition par opérateur (sources : https://www.archeologie.alsace/fr/le-service/rapports-dactivite.html).
59 Tab. 2 : Listes des opérations de diagnostics archéologiques étudiées dans le cadre de la thèse.
60 Tab. 3 : Listes des opérations de fouilles archéologiques préventives étudiées dans le cadre de la thèse.
64 Tab. 4 : Liste des échantillons prélevés par site, par profil et par type.
68 Tab. 5 : Comparaison des protocoles de granulométrie laser du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon et du Laboratoire d'Analyse des Sols de Strasbourg et résultats des quatorze échantillons tests.
84 Tab. 6 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », description des unités de la coupe VII.
85 Tab. 7 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe VII, description des lames-minces des unités 13 à 7.
92 Tab. 8 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », datations obtenues à partir de grains de feldspath et quartz avec les méthodes de la luminescence stimulée optiquement (Frank Preusser).
96 Tab. 9 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », coupe I, description des unités.
100 Tab. 10 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », âges OSL de la coupe I (Frank Preusser/Université de Freibourg)
100 Tab. 11 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », âges radiocarbones obtenus sur la coupe I, données brutes et calibrations à 2 σ (Reimer et al. 2020).
104 Tab. 12 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », description des unités du profil VIII.
104 Tab. 13 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », profil VIII, description micromorphologique des lames-minces.
108 Tab. 14 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », unités rencontrées dans le sondage 2 (Wuscher 2018).
110 Tab. 15 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », unités rencontrées dans le sondage 4 (Wuscher 2018).
112 Tab. 16 : Schaffhouse-près-Seltz « *Muld* », unités rencontrées dans le sondage 30.
119 Tab. 17 : Betschdorf, description du remplissage du vallon V3
126 Tab. 18 : Betchdorf, âges obtenus par les méthodes de la luminescence stimulée optiquement des feldspaths (Frank Preusser).
126 Tab. 19 : Betschdorf, âges radiocarbone.
132 Tab. 20 : Tableau 15 : Betschdorf, description du remplissage du vallon V1.
149 Tab. 21 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », description des unités mises au jour.
152 Tab. 22 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », caractères pédosédimentaires des loess anciens et de l'unité 20bis dans le profil PIV.
156 Tab. 23 : Pfulgriesheim « *Grasweg* », description micromorphologique.
165 Tab. 24 : Pfulgriesheim « *Grasweg* » : âges obtenus par luminescence stimulée optiquement (OSL, Frank Preusser/Université de Freibourg).
165 Tab. 25 : Pfulgriesheim « *Grasweg* » : âges radiocarbone.
179 Tab. 26 : Geudertheim : description des unités mises au jour.
180 Tab. 27 : Niederschaeffolsheim, description des unités mises au jour.
182 Tab. 28 : Steinbourg, description des unités mises au jour.
186 Tab. 29 : Achenheim, « *Hirschberg* », description des unités mises au jour.
189 Tab. 30 : Strasbourg « rue Martin Bucer », description des unités mises au jour.
189 Tab. 31 : Strasbourg, « Martin Bucer », datations obtenues par luminescence stimulée optiquement (Frank Preusser, Université de Fribourg).
190 Tab. 32 : Wolfisheim « les Vergers du Fort », description des unités mises au jour.
191 Tab. 33 : Mundolsheim « Quartier du Parc », description des unités mises au jour.
196 Tab. 34 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, description des unités rencontrées
201 Tab. 35 : Bischoffsheim, 22 rue Sans Soucis, caractères micromorphologiques.
202 Tab. 36 : Bischoffsheim, 22 rue Sans-Soucis, datations obtenues par luminescence stimulée optiquement des feldspaths des unités 9 et 4 (150-200 µm, 1 mm aliquots, Frank Preusser/Université de Strasbourg).
205 Tab. 37 : Rosheim « ZAC du Fehrel », description des unités de la tranchée 191.
211 Tab. 38 : Eguisheim « *Bühl* nord », descriptions des unités mises au jour en haut (unité 13.1 à 13.7) et en bas de versant (7.1 à 7.7)
212 Tab. 39 : Tableau 14 : Osenbach « *Pfaffenheimer Trank* », unités pléistocènes rencontrées.
220 Tab. 40 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines » description des unités rencontrées
223 Tab. 41 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », description micromorphologique du comblement du vallon.
224 Tab. 42 : Tableau 17 : Morschwiller-le-Bas « Parc des Collines », dosimétrie et âges obtenus par luminescence stimulée optiquement (résultats obtenus par Alexander Fülling)
234 Tab. 43 : Ensisheim « *Hardtacker* », description des unités mises au jour.

235 Tab. 44 : Ensisheim « *Hardtacker* », âge obtenu par luminescence stimulée optiquement de feldspath (Frank Preusser/Université de Fribourg).
237 Tab. 45 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », description des unités mises au jour.
238 Tab. 46 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », âges obtenus par luminescence stimulée optiquement de quartz (Alexander Fülling, Université de Berlin).
251 Tab. 47 : Geispolsheim : unités constitutives de la terrasse d'Erstein.
251 Tab. 48 : Geispolsheim, datations numériques obtenues à partir de feldspath (Frank Preusser, Université de Fribourg).
252 Tab. 49 : Erstein « route de Krafft », dépôts constitutifs de la terrasse d'Erstein.
254 Tab. 50 : Erstein « route de Krafft », remblaiement holocène en contrebas de la terrasse d'Erstein, sur la bordure occidentale de la plaine ello-rhénane actuelle.
260 Tab. 51 : Eschau « *Neuhard* », description des unités du profil 1.
260 Tab. 52 : Eschau « *Neuhard* », activités en radioéléments des échantillons (Emmanuel Vartanian/Re.S.Artes).
260 Tab. 53 : À droite, Eschau « *Neuhard* », calcul de la dose annuelle et résultats des datations réalisées sur quartz. (Emmanuel Vartanian/Re.S.Artes).
261 Tab. 54 : Eschau « *Neuhard* », description des unités du profil 17.
262 Tab. 55 : Nordhouse « *Ramschlag* », description des profils stratigraphiques.
270 Tab. 56 : Weyersheim « *Rohr* », datations radiocarbones obtenues
280 Tab. 57 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, succession stratigraphique dans le thalweg le plus ancien.
281 Tab. 58 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, succession stratigraphique dans le thalweg le plus récent.
282 Tab. 59 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5943, datation obtenue par luminescence stimulée optiquement sur des quartz dans une lamine sableuse au sein des galets vosgiens à la base de la coupe (Alexander Fülling/ Humboldt Institut Berlin)
285 Tab. 60 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, unités rencontrées.
286 Tab. 61 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, datations obtenues par luminescence stimulée optiquement à partir des quartz (Alexander Fülling/Humboldt Institut Berlin).
288 Tab. 62 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 5785, caractères micromorphologiques.
294 Tab. 63 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4, unités rencontrées.
295 Tab. 64 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4, âges radiocarbone (Tomasz Goslar/Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe, calibration d'après Reimer et al. 2020).
296 Tab. 65 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4, doses d'irradiation naturelle des quatre échantillons datés, en distinguant celles retenues en fonction des trois hypothèses de travail (document E. Vartanian).
297 Tab. 66 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4, doses d'irradiation annuelles déterminées pour chaque échantillon (document E. Vartanian).
297 Tab. 67 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 4, âges obtenus par luminescence stimulée optiquement (document E. Vartanian).
302 Tab. 68 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 7, description des unités mises au jour.
303 Tab. 69 : Ensisheim « *Reguisheimerfeld* », coupe 016774 - 7, datations radiocarbones obtenues (calibration d'après Reimer et al. 2020).
309 Tab. 70 : Horbourg-Wihr «50 Grand Rue», description des unités rencontrées.
309 Tab. 71 : Horbourg-Wihr «50 Grand Rue», âge obtenu dans l'unité 5 (calibration d'après Reimer et al. 2020).
313 Tab. 72 : datations obtenues par luminescence stimulée optiquement à Horbourg-Wihr.
315 Tab. 73 : Mulhouse « Cour de Lorraine », succession stratigraphique (coupe 1).
315 Tab. 74 : Mulhouse « Cour de Lorraine », âge radiocarbone. La calibration a été réalisée selon la courbe de Reimer et al. (2020).
316 Tab. 75 : Ruelisheim « Rue des Roses », description des unités stratigraphiques mises au jour.
319 Tab. 76 : Meyenheim « *Grunfeld* », description des unités stratigraphiques de la tranchée 40.
319 Tab. 77 : Meyenheim « *Grunfeld* », âge radiocarbone. La calibration a été réalisée selon la courbe de Reimer et al. (2020).
320 Tab. 78 : Niederentzen « *Hinter am Dorf* », description des unités mises au jour par la tranchée 36.
323 Tab. 79 : Niederhergheim « *Mittlere Allmende* », description des unités stratigraphiques mises au jour par la tranchée 88.
325 Tab. 80 : Bischwihr « *Kleinwoerth* »,description des unités de la tranchée 9
326 Tab. 81 : Riedwihr « *Oberfeld* », unités sédimentaires rencontrées dans la tranchée 8.
331 Tab. 82 : taille des cônes weichseliens édifiés par les principaux cours d'eau vosgiens dans la plaine ello-rhénane d'après les cartes géologiques et superficie de leurs bassins-versants en amont de l'apex des cônes d'après la BD Sandre.

334 Tab. 83 : Cernay « la Croisière », description des unités mises au jour.
336 Tab. 84 : Cernay « la Croisière », âges obtenus par luminescence stimulée optiquement des feldspaths.
337 Tab. 85 : Wittenheim « *Auf den Wald* », profils décrits.
340 Tab. 86 : Pulversheim « *Ochsenweilde* », description des unités rencontrées.
341 Tab. 87 : Wittelsheim « *Hohmatten* », description des unités rencontrées.
349 Tab. 88 : Mutzig « *Rain* », description des unités mises au jour.
355 Tab. 89 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », description des unités mises au jour.
355 Tab. 90 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », principaux caractères granulométriques, teneur en carbonates et ph.
356 Tab. 91 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », », âges obtenus par luminescence stimulée optiquement (Frank Preusser/Université de Fribourg).
358 Tab. 92 : Holtzheim « terrasse de Lingolsheim », description des unités mises au jour.
359 Tab. 93 : Mutzig « rue Schweitzer », description des unités mises au jour.
360 Tab. 94 : Kolbsheim « ZAD », description des unités mises au jour.
364 Tab. 95 : Bernolsheim « Plateforme d'activité (PDA) », unités rencontrées.
365 Tab. 96 : Brumath « *Herrenwald* », description des unités rencontrées.
368 Tab. 97 : Vendenheim « *Isperlach* », description des unités rencontrées.
369 Tab. 98 : Vendenheim « *Isperlach* », âges obtenus par luminescence stimulée optiquement des feldspaths (150-200 µm, Frank Preusser/Université de Freibourg).
370 Tab. 99 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Substrat, description des unités rencontrées.
372 Tab. 100 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine, description des unités rencontrées.
372 Tab. 101 : Vendenheim « *Muehlbach* » - Plaine, âges radiocarbones (calibration d'après Reimer et al. 2020).
373 Tab. 102 : Reichstett « ZAC Entrée Nord », description des unités mises au jour.
374 Tab. 103 : Reichstett « ZAC Entrée Nord », âge obtenu par luminescence stimulée optiquement des feldspaths (Frank Preusser/Université de Fribourg).
378 Tab. 104 : Récapitulatif des sites par période chronologique (fond de carte d'après BD Charm/BRGM et https://maps.lgrb-bw.de/)
390 Tab. 105 : Principaux caractères des loess du Pléniglaciaire supérieur d'Alsace.

Patrice WUSCHER

Loess, alluvions et dépôts de pente du Fossé rhénan en Alsace de l'Eemien à l'Anthropocène : approche pédosédimentaire, géomorphologie et chronostratigraphie.

École doctorale
Sciences de la terre et de l'environnement | ED 413
Université de Strasbourg

Résumé

Un cadre chronostratigraphique des dépôts sédimentaires des derniers 130 000 ans a été élaboré pour la partie alsacienne du Fossé rhénan supérieur à partir d'une soixantaine de profils issus principalement de l'archéologie préventive. Il est fondé sur des analyses pédosédimentaires et micromorphologiques, accompagnées de datations numériques (radiocarbone et luminescence optiquement stimulée). À partir de 130 ka, l'Eemien et le Début Glaciaire weichselien sont représentés par une succession de paléosols, fossilisés à partir de 70 ka par les dépôts loessiques du Weichselien. Entre 70 et 35 ka, ceux-ci incluent plusieurs sols bruns arctiques contemporains d'interstades du Pléniglaciaire inférieur et moyen, également matérialisés par des alluvions fines rhénanes peu étendues dans les séquences fluviatiles. Le Pléniglaciaire supérieur (35-16 ka) est quant à lui caractérisé par d'épais dépôts de loess, souvent sableux, et par des alluvions grossières. À partir de 16 ka, une incision majeure du réseau hydrographique sépare les cours du Rhin et de l'Ill dans la moitié sud de l'Alsace. Le Tardiglaciaire (14,7-11,7 ka) est documenté uniquement dans la vallée de l'Ill par des alluvions fines et des paléosols. L'Holocène ancien et moyen sont représentés dans la plaine rhénane par des dépôts sableux riches en pins et par la nappe grossière d'Eschau qui structure la plaine ello-rhénane. Dans les vallées de l'Ill, de la Thur, de la Bruche et de la Zorn, un luvisol se développe. À partir du I^{e} millénaire avant notre ère, ce sol est tronqué par des dépôts torrentiels et des séquences colluviales se mettent en place au pied des versants. Au moins à partir du Moyen-Âge, les réseaux hydrographiques sont artificialisés autour des villes. Ces aménagements sont toutefois sans commune mesure avec les terrassements du siècle dernier. Au final, le climat et les formes du relief sont les principaux facteurs de contrôle de l'évolution du Fossé rhénan depuis 130 000 ans, jusqu'à ce que les activités anthropiques prévalent à l'Holocène récent. La part de la néotectonique demande toutefois à être réévaluée à partir de profils complémentaires visant à apprécier les épaisseurs des alluvions weichseliennes et à disposer d'une meilleure résolution spatiale.

Mots clés : Rhin, graben, loess, paléosols, cônes alluviaux, colluvions, chronostratigraphie.

Abstract

A chronostratigraphic framework of sedimentary deposits of the last 130 000 years is proposed for the Alsatian part of the Upper Rhine Graben based on about sixty profiles, most of them examined during operations of rescue archeology. It is based on pedo-sedimentary archives and micromorphological data and completed with numerical datings (radiocarbon and OSL). Since 130 ka, the Eemian and the Weichselian Early Glacial are represented by a succession of paleosoils, covered by loess deposits from 70 ka onwards. Between 70 and 35 ka, these latter hosted the development of several arctic brown soils during interstadials of both lower and middle Pleniglacial, also characterized by localized fine-grained alluvium from the Rhine in alluvial sequences. The Upper Pleniglacial (35-16 ka) is characterized by thick, often sandy, loess deposits and by gravel beds respectively in loessic and alluvial sequences. From 16 ka onwards, a major incision episode of the hydrographic network isolated the Ill course from that of the Rhine in the southern half of Alsace. The Lateglacial period (14,7-11,7 ka) is only represented in the Ill valley by fine-grained alluvium and paleosoils. During the Early and Middle Holocene, pine-rich sandy alluvium are deposited in the Rhine plain while the Eschau gravel body structured the course of the Ill and the Rhine around Strasbourg. The development of a widespread luvisol took place in the Ill, Thur, Bruche and Zorn floodplains. This luvisol is truncated by torrential alluvium and colluvial deposits that occurred at the foot of the slopes from the first millenia BCE onwards. At least from the Middle Age, the hydrographic network is artificialized around the main cities, although the main anthropogenic adjustments mostly occurred during the 20th century. Finally, climate, relief and inherited landforms have been the main factors controlling the graben's evolution for the last 130 000 years, until the historical periods during which human earthworks have prevailed. However, the role of neotectonics must be re-evaluated on the basis of complementary profiles to assess the thickness of the Weichselian alluvium while a better spatial resolution is needed as well.

Keywords : Rhine, Graben, loess, paleosoils, alluvial fan, colluvium, chronostratigraphy.