



HAL
open science

Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires d'une plaine alluviale : Exemple de l'évolution de la Seine supérieure depuis le dernier maximum glaciaire

Benoit Deleplanque

► **To cite this version:**

Benoit Deleplanque. Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires d'une plaine alluviale : Exemple de l'évolution de la Seine supérieure depuis le dernier maximum glaciaire. Sciences de la Terre. Université Paris sciences et lettres, 2016. Français. NNT : 2016PSLEM065 . tel-01709668

HAL Id: tel-01709668

<https://pastel.hal.science/tel-01709668v1>

Submitted on 15 Feb 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE DE DOCTORAT

de l'Université de recherche Paris Sciences et Lettres
PSL Research University

Préparée à MINES ParisTech

Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires d'une plaine alluviale : Exemple de l'évolution de la Seine supérieure depuis le dernier maximum glaciaire.

Ecole doctorale n°398

Ecole Doctorale Géosciences Ressources Naturelles et Environnement

Spécialité Géosciences et géoingénierie

Soutenue par
Benoit DELEPLANCQUE
le 22 novembre 2016

Dirigée par **Isabelle Cojan**
co-encadrée par **Pierre Weill**



COMPOSITION DU JURY :

M. Stéphane RODRIGUES, Professeur.
Université François-Rabelais, Tours, Président du jury.

M. Jean-Pierre GARCIA, Professeur.
Université de Bourgogne, Rapporteur.

M. Laurent LESPEZ, Professeur.
L G P CNRS, Rapporteur.

Mme Isabelle COJAN, Directrice de recherche.
MINES ParisTech, Examinatrice.

Mme Anne JOST, Maître de conférences.
UPMC, Paris 6, Examinatrice.

Mme Mathilde LERMINIAUX, Ingénieure.
VNF, Direction territoriale Bassin de la Seine,
Examinatrice.

M. Pierre ANTOINE, Directeur de recherche.
L G P CNRS, Examineur.

M. Pierre WEILL, Maître de conférences.
Université de Caen Normandie, Examineur.

Mme Hélène BEUCHER, Ingénieure de recherche.
MINES ParisTech, Invitée.

La thèse terminée, il est l'heure pour moi de remercier l'ensemble des personnes et organisations ayant rendues sa réalisation possible.

Dans un premier temps, j'adresse mes remerciements à Messieurs Jean-Pierre Garcia et Laurent Lespez, mes rapporteurs ; ainsi qu'à Mesdames Anne Jost, Mathilde Lerminiaux, Messieurs Pierre Antoine et Stéphane Rodrigues mes examinateurs, d'avoir jugé d'un réel intérêt ces travaux de recherche.

Ce travail a bénéficié de l'appui du PIREN Seine en rendant possible la réalisation de certaines analyses et missions de terrain.

Je remercie également les exploitants des gravières que nous avons pu visiter et échantillonner : la CEMEX, mais aussi VICAT en la personne de Stéphane Charbonneau et A2C Granulats en la personne de Thomas Weinbreck, qui nous ont laissé libre accès à leurs sites d'extraction pour que nous puissions étudier une partie de l'architecture du remplissage alluvionnaire.

Dans un second temps, j'adresse un grand MERCI à mes encadrants, Isabelle, Pierre et Hélène qui m'ont poussé, tracté, formé et parfois même recadré lorsqu'il était nécessaire.

Je remercie également Christophe Norgeot (MDS) pour la formation personnalisée à l'utilisation du géoradar, Fabien Ors (équipe géostat) pour le développement de « la macro » ayant permis une importation rapide de la base de données.

Je tiens à remercier de manière plus personnelle les professeurs qui m'ont donné envie de poursuivre en géologie et plus particulièrement en sédimentologie. Donc merci à vous Jean-Gabriel Bréheret, à toi Danièle et à toi Stéphane de m'avoir encouragé et d'avoir aiguisé ma curiosité des milieux sédimentaires marins et fluviatiles.

Je n'oublie pas non plus les potos : les bellifontains et ex-bellifontains, Dariouche, Arezki, Martin, Thomas, Benjamin, Frédéric et Maxime avec qui « j'en avais gros » !!! La bande de strasbourgeois qui m'a accueilli à bras ouverts à mon arrivée en master, hein Thibaud... merci aussi à Peillod, Bastien, Leila et le Blond (Pierre). Mes batraciens volants, « les skyfrogs », Matthieu et Stéphane avec qui je partage le ciel florentinois.

Avant de terminer j'adresse un énorme merci à ma famille : mes oncles et tantes (Didier et Marie-Claire et Guillaume et Estelle) chez qui j'étais comme à la maison durant mon séjour alsacien, mon papa Eric et ma p'tite maman Annie, qui ont toujours fait le maximum pour que je puisse étudier le plus sereinement possible et avec qui il n'y a jamais eu « un seul os... », mon frère, Luc, toujours avec moi malgré les milliers de kilomètres (environ 16 000 au maximum lorsque tu étais au Vanuatu) mais qui m'a permis de découvrir des paysages magnifiques dont le Marum...

Et enfin je pense que tu le sais mais merci à toi ma chérie, Eloïse, de partager ma vie depuis bientôt 9 ans.

Table des matières

Table des matières	1
Table des figures	7
Liste des tableaux	15
Introduction	17
Chapitre I. La plaine alluviale de la Bassée : Présentation générale	19
I.1 Contexte géologique, occupation des sols et fonctionnement hydrologique	20
I.1.1 Le substrat géologique	20
I.1.2 L'occupation des sols	22
I.1.3 L'hydrologie	23
I.1.4 Conclusions	25
I.2 Les Aménagements du cours de la Seine	25
I.2.1 Régulation des débits de la Seine.....	26
I.2.2 Les aménagements pour la navigation	28
I.2.3 Conclusions	30
I.3 La construction de la plaine de la Bassée - Etat des connaissances	31
I.3.1 Dynamique climatique depuis le Pléistocène moyen	31
I.3.2 Enregistrement par les cours d'eau de l'Europe du Nord-Ouest	33
I.3.2.1 Dynamique climatique au cours du Pléistocène moyen supérieur	33
I.3.2.2 Dynamique climatique au cours de l'Holocène.....	35
I.3.2.3 Dynamique hydrologique au cours d'un cycle glaciaire	37
I.3.3 Archives fluviales dans le Bassin parisien.....	41
I.3.3.1 La chronologie de l'étagement des nappes alluviales des cours d'eau du Bassin parisien	42
I.3.3.2 Le remplissage alluvionnaire de la plaine de la Bassée.....	46
I.3.3.3 Contexte stratigraphique	51
I.3.4 Conclusions	53
I.4 Conclusions sur la plaine de la Bassée	53
Chapitre II. Systèmes fluviatiles et corps sédimentaires	55
II.1 Les rivières alluviales	55
II.1.1 Typologie d'un cours d'eau	55
II.1.2 Transport sédimentaire	56
II.1.3 Classification des différents systèmes fluviatiles.....	59

II.1.4 Conclusions.....	64
II.2 Les éléments architecturaux des systèmes fluviaux.....	64
II.2.1 Eléments architecturaux.....	64
II.2.1.1 Echelles temporelles des processus.....	64
II.2.1.2 Macroformes.....	66
II.2.2 Les systèmes méandriformes.....	67
II.2.2.1 Dynamique de l'écoulement.....	68
II.2.2.2 Anatomie d'une barre de méandre.....	69
II.2.2.3 Les méandres abandonnés ou bras morts.....	71
II.2.2.4 Synthèse des unités de dépôt chenalisées des systèmes méandriformes	75
II.2.3 Les systèmes en tresse.....	75
II.2.3.1 Dynamique de l'écoulement.....	75
II.2.3.2 Anatomie des bancs sédimentaires.....	76
II.2.3.3 Synthèse des unités de dépôt chenalisées des systèmes en tresse.....	77
II.3 Les dépôts non chenalisés de plaine d'inondation.....	77
II.3.1 Les dépôts de crues de débordement.....	77
II.3.2 Les levées.....	78
II.3.3 Les dépôts distaux	79
II.4 Les avulsions	79
II.4.1 Avulsion par rupture de levées	81
II.4.2 Avulsion par aggradation du lit.....	84
II.5 Conclusions.....	84
Chapitre III. Architecture de la plaine alluviale de la Bassée	85
III.1 Géomorphologie de surface et nappes alluviales.....	87
III.1.1 Cartographie de terrain	88
III.1.1.1 Les cartes historiques	88
III.1.1.2 Les cartes géomorphologiques.....	89
III.1.1.3 Synthèse.....	94
III.1.1.4 Conclusions.....	98
III.1.2 Cartographie LiDAR.....	99
III.1.2.1 Méthode	99
III.1.2.2 Données.....	99
III.1.2.3 Interprétation.....	100
III.1.3 Synthèse des données cartographiques.....	102

III.2 Reconstruction de l'interface craie/alluvions	103
III.2.1 Etablissement de la base de données.....	103
III.2.2 Traitement par krigeage.....	106
III.2.2.1 Méthode.....	106
III.2.2.2 Analyse géostatistique des données de sondages.....	107
III.2.2.3 Le modèle de l'interface craie/alluvions.....	110
III.2.2.4 Estimation de la base du remplissage saalien (T1) et weichsélien (T2).....	112
III.3 Une morphologie de vallée incisée complexe : héritage de deux cycles glaciaires/interglaciaires	117
III.3.1 Restitution de la géométrie de la plaine alluviale à la fin du Weichsélien (T2).....	117
III.3.1.1 Conclusions.....	121
III.3.2 Profil longitudinal du paléothalweg.....	121
III.3.2.1 Conclusions.....	123
III.3.3 Remplissage alluvionnaire de la vallée incisée.....	123
III.3.4 Discussion.....	124
III.4 Conclusions	130
Chapitre IV. Reconstitutions paléo-hydrologiques	131
IV.1 Les traces des dynamiques fluviales passées	131
IV.1.1 Traces de paléochenaux préservées en surface de la nappe T1.....	133
IV.1.2 Traces de paléochenaux observées à la surface de la nappe T2.....	134
IV.1.3 Traces de paléochenaux préservés à la surface de la nappe T3a.....	136
IV.1.4 Réattribution de traces de paléochenaux de la nappe T3a à la nappe T2.....	138
IV.1.5 Vers une restitution des tracés de la « Vieille-Seine T3a ».....	140
IV.1.6 Distribution des chenaux dans la plaine alluviale.....	142
IV.2 Eléments de paléo-hydrologie, application au cours historique de la Seine	145
IV.2.1 Restitution, géométriques et hydrologiques.....	145
IV.2.2 Application à la Seine actuelle.....	148
IV.3 Reconstitutions paléo-hydrologiques	149
IV.3.1 Etude des tracés de la nappe T2.....	149
IV.3.1.1 Les paramètres géométriques des tracés.....	150
IV.3.1.2 Géométrie des chenaux.....	155
IV.3.1.3 Discussion.....	156
IV.3.2 Etude des tracés de la nappe T3a.....	158
IV.3.2.1 Le Secteur amont, de Nogent-sur-Seine à Port-Montain.....	158

IV.3.2.2 Le secteur central de Port-Montain à Bray-sur-Seine.....	161
IV.3.2.3 La zone aval de Bray-sur-Seine à La Tombe	163
IV.3.2.4 Discussion.....	166
IV.3.3 Synthèse.....	167
IV.4 Enregistrement par le cours de la Seine des fluctuations climatiques depuis 140 ka... 168	
IV.4.1 Chronologie des systèmes identifiés.....	168
IV.4.1.1 Apport des données archéologiques à la stratigraphie fine des paléo tracés	168
IV.4.1.2 Datations du remplissage alluvionnaire	171
IV.4.2 Stabilité des tracés	172
IV.4.2.1 Méthode d'évaluation des vitesses de migration	172
IV.4.2.2 Application à la Seine actuelle	174
IV.4.2.3 Durée de fonctionnement des paléo-tracés de la Seine.....	176
IV.5 Conclusions..... 181	
Chapitre V. Architecture du remplissage alluvionnaire 185	
V.1 Les faciès des nappes alluviales..... 185	
V.1.1 Homogénéisation de la description des faciès	186
V.1.2 Faciès sédimentaires.....	188
V.1.2.1 Répartition des faciès.....	193
V.1.2.2 Epaisseurs caractéristiques.....	196
V.1.2.3 Distribution des faciès au sein des terrasses T1 et T2	198
V.1.3 Distribution des hétérogénéités au sein de la plaine alluviale	201
V.1.3.1 Barrières de perméabilité	201
V.2 Analyse morpho-sédimentaire - géophysique 203	
V.2.1 L'outil géoradar	203
V.2.1.1 Principes	204
V.2.1.2 Matériel utilisé	206
V.2.1.3 Traitement.....	207
V.2.1.4 Conversion du temps de trajet double des ondes (ns) en profondeur (m)	209
V.2.2 Zones test.....	215
V.2.3 Restitution des architectures sédimentaires.....	219
V.2.3.1 Gravière des Ormes-sur-Voulzie	220
V.2.3.2 Gravière de la Ferme d'Isle	222
V.2.3.3 Zone de Villiers-sur-Seine et gravière de Courceroy	224
V.2.3.4 Gravière de La Motte-Tilly	226

V.2.4 Synthèse	226
V.3 Conclusions	226
Conclusions générales et perspectives	229
Conclusions.....	229
Perspectives	232
Bibliographie.....	233
A. Annexe – BD_sondages - Interface	243
B. Annexe – Données co-krigeage	249
C. Annexe – Données paléo-hydrologiques et datations	251
D. Annexe – BD_Sondage - Faciès.....	273

Table des figures

Figure I-1. La plaine de la Bassée, A) Localisation par rapport à la Seine et son bassin versant, B) Détail de la plaine alluviale de la Bassée, de son bassin versant et des principaux affluents.	19
Figure I-2. Géologie du Bassin parisien d'après Chantraine et al. (2003).	20
Figure I-3. Coupe géologique simplifiée du Bassin parisien (Gély and Hanot, 2014).	21
Figure I-4. Modèle numérique de terrain du nord de la France.	21
Figure I-5. Occupation des sols dans la Bassée pour l'année 2006 (http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/clc/carte/metropole).	22
Figure I-6. Evolutions des précipitations et des débits mensuels moyens sur 15 ans de 1999 à 2014 sur la Bassée aux stations de Melun (station météorologique) et de Bazoches-lès-Bray (station hydrologique).	24
Figure I-7. Gauche : Hauteurs d'eau des principales crues enregistrées à la station Paris-Austerlitz depuis 1830 (Lescure et al., 2011). Droite : Report des hauteurs d'eau de certaines crues depuis 1910 sur la statue du zouave sur le pont de l'Alma à Paris (http://lefidutemps.free.fr/crue_1910/resume.php).	24
Figure I-8. Cumul annuel des précipitations de 1971 à 2000 (Météo France).	25
Figure I-9. Carte de l'implantation des lac-réservoirs en amont du bassin versant de la Seine, modifiée d'après (EBTP, 2013e).	27
Figure I-10. Hydrogrammes moyens de la Seine à Paris avant (bleu) et après (rouge) la construction du lac-réservoir du Der-Chantecoq (données Banque Hydro).	28
Figure I-11. Résection artificielle du méandre de Noyen-sur-Seine intervenue entre 1786 et 1828.	29
Figure I-12. Carte des méandres dont le tracé a été rectifié entre Montereau et l'écluse de la Grande Bosse (VNF, 2013).	30
Figure I-13. Echelle paléomagnétique, isotopique et stratigraphique du Quaternaire (Berendsen, 2005).	32
Figure I-14. Corrélation de la variabilité climatique enregistrée au cours de la dernière période glaciaire dans les carottes de glace Antartique (EDML, EDC et Byrd) et Groenlandaise (NGRIP) (EPICA, 2006) (Toucanne, 2008).	33
Figure I-15. En haut : extension maximale de la calotte glaciaire au Saalien (rouge = Drenthe et bleu = Warthe), en bas : extension maximale de la calotte glaciaire au Weichsélien [d'après Ehlers and Gibbard (2004)].	34
Figure I-16. Variations de température et autres proxys climatiques au cours de l'Holocène, d'après les données du forage GISP2 au Groenland (Alley et al., 1997).	36
Figure I-17. Modèle de formation des terrasses en réponse aux cycles climatiques à 100 000 ans (Bridgland and Westaway, 2008).	38
Figure I-18. Comparaison des taux de surrection de certains systèmes fluviaux européens déduits des différentes terrasses (Bridgland and Westaway, 2008).	39
Figure I-19. Evolution morpho-sédimentaire du fond de la vallée de la Somme depuis le Pléniglaciaire (Antoine, Fagnart, et al., 2000).	41
Figure I-20. Localisation des vallées de la Somme, de l'Yonne et de la Seine en Europe du Nord-Ouest (Antoine et al., 2007).	42
Figure I-21. Coupe schématique de l'étagement des terrasses dans la vallée de la Somme moyenne (Antoine et al., 2007).	42

Figure I-22. Corrélation des différents sites archéologiques avec les séquences alluviales de la Somme, de l'Yonne et de la Seine (Antoine et al., 2010).....	43
Figure I-23. Coupe schématique et datations des terrasses de la vallée de la basse Yonne (Chaussé, 2003).....	44
Figure I-24. Transect synthétique de la vallée de l'Aube et ensemble des datations des nappes alluviales (Voinchet, Brulhet, et al., 2015).....	46
Figure I-25. A) Carte géologique de la Bassée (Mégnyen and Labourguigne, 1983) ; B) Répartition des dômes d'alluvions anciennes et récentes dans la plaine de la Bassée (M : Montereau-Fault-Yonne, B : Bray-sur-Seine) (Mordant, 1992).....	48
Figure I-26. Disposition schématique des formations alluviales dans la plaine de la Bassée (Mégnyen et al., 1965).....	49
Figure I-27. Carte géologique des environs de Vinneuf (Yonne) (Bouiller et al., 1973).....	51
Figure II-1. Haut : Représentation schématique des unités morphologiques d'un cours d'eau. Bas : plaine d'inondation de la Platte River (Nebraska, USA, photographie : John Sidle).....	56
Figure II-2. Diagramme érosion/transport/sédimentation en fonction du diamètre des particules et la vitesse du courant (Hjulström, 1935).....	57
Figure II-3. Diagramme de Shields avec les données de la charge en suspension, de la charge mixte et de la charge de fond (Church, 2006).....	57
Figure II-4. Modes de transport de la charge sédimentaire.	58
Figure II-5. A) Vue en plan et en coupe d'un chenal méandrique d'après Dzana and Gaillard (1996), B) Cartographie de la vitesse des écoulements et de la granulométrie des sédiments au sein d'un méandre (Gregory and Maziels, 1991).....	58
Figure II-6. Classification morphologique des cours d'eau (Rust, 1978).....	59
Figure II-7. Classification des cours d'eau d'après Schumm (1981, 1985).....	60
Figure II-8. Diagramme illustrant les différentes morphologies de chenaux et les corps sédimentaires associés en fonction des paramètres majeurs de contrôle (Church, 2006).....	61
Figure II-9. Classification des cours d'eau selon Rosgen (1994) intégrant le contexte morphologique.	62
Figure II-10. Formes anabranches des styles fluviaux droits, sinueux, méandriques et en tresse (Kleinhans and Berg, 2011).....	63
Figure II-11. Distribution spatiale des différents cours d'eau de l'amont à l'aval (Makaske, 2001).....	64
Figure II-12. Hiérarchisation des unités sédimentaires d'un cours d'eau d'après Bridge (2003), dans le cas d'un système fluvial en tresse.....	66
Figure II-13. Haut : Evolution idéale d'un chenal rectiligne avec le développement d'une barre de méandre (gauche) et/ou d'un banc de milieu de chenal donnant un système en tresse (droite) (Bridge, 1993b). Bas : Photos illustrant une barre de méandre (gauche) et un banc de milieu de chenal (droite) (Bridge, 2006).....	67
Figure II-14. Section de chenal et dynamique de l'écoulement d'après Thompson (1986).....	68
Figure II-15. Exemple de modes de migration du chenal dans un méandre d'une rivière à chenal unique, et géométries correspondantes des bancs d'accrétion latérale (Bridge, 2003).....	69
Figure II-16. Etapes de la formation d'un banc d'accrétion latérale [modifiée d'après Hickin, (1974)] et exemple de croissants d'alluvionnement dans un méandre (Allier à l'amont de Moulins, France).....	69
Figure II-17. Profil et structures d'un banc d'accrétion latérale (McGowen and Garner, 1970).....	70
Figure II-18. Profils géoradar, photographie et coupe d'un banc d'accrétion latéral (Bridge, 2008).....	70

Figure II-19. Faciès et granulométrie d'un banc unitaire d'accrétion latérale [modifiée d'après (Martinus and Nieuwenhuijs, 1995)].....	71
Figure II-20. Evolution d'un recouplement de méandre par tangence (neck cutoff) (Dieras, 2013).....	72
Figure II-21. Recouplement de méandre par débordement.....	73
Figure II-22. Représentation schématique de l'évolution des méandres abandonnés en fonction de leurs processus de formation (Dieras, 2013).....	74
Figure II-23. Séquence sédimentaire idéale d'un méandre abandonné en fonction du mécanisme qui à conduit à sa mise en place d'après (Allen, 1965a; Cojan and Renard, 2006).	74
Figure II-24. Rivière en tresse en période de basses eaux.....	76
Figure II-25. Répartition, morphologie et structures sédimentaires des bancs longitudinaux et transversaux (Galloway and Hobday, 1983).....	76
Figure II-26. Champ de bancs linguoïdes dans la rivière Morondava, Madagascar (Google Earth).....	77
Figure II-27. Morphologie en coupe transversale d'une levée (Cazanacli and Smith, 1998).....	78
Figure II-28. Exemple d'un remplissage de chenal et de ses levées dans un système fossile au nord-est de l'Espagne (Mohrig et al., 2000).	79
Figure II-29. Processus d'avulsion locale et régionale (Jones and Schumm, 1999).....	80
Figure II-30. Rupture d'une levée sur le Mississippi.....	81
Figure II-31. Photographie aérienne d'un lobe de crevasses, Columbia river, Canada.....	81
Figure II-32. Stades d'évolution d'un lobe de crevasse [Gouw, (2007) d'après Smith et al., (1989) dans Stouthamer, (2001)].....	82
Figure II-33. Profil géoradar dans un lobe de crevasse, et interprétation (Bristow et al., 1999).....	83
Figure II-34. Dépôts de lobe de crevasse (grés) qui recouvrent des dépôts de plaine d'inondations charbonneux (@Tark Hamilton).	83
Figure III-1. Disposition schématique des formations alluviales dans le val de Seine (Mégnyen et al., 1965).....	86
Figure III-2. Extension des gravières (en bleu) dans la plaine alluviale de la Bassée entre 2003 et 2005.	87
Figure III-3. Exemples de documents cartographiques historiques.....	89
Figure III-4. Schéma hydrogéologique de l'accumulation d'eau au pied des falaises tertiaires (Mégnyen et al., 1965).....	90
Figure III-5. Détection des zones avec présence d'eau dans la plaine alluviale de l'Aube (Bouloges, amont de la confluence avec la Seine) extrait de Bendjoudi et al. (2002) et Guerin et al. (1997)...	90
Figure III-6. Carte géomorphologique de la plaine de la Bassée entre Montereau-Fault-Yonne et Nogent-sur-Seine (d'après (Mégnyen et al., 1965).....	92
Figure III-7. Carte géomorphologique de la partie amont de la plaine de la Bassée (de Nogent-sur-Seine à Romilly-sur-Seine) d'après Caillol et al. (1977).....	93
Figure III-8. Carte de l'inondation de la plaine au cours de l'hiver 1993 (Dzana and Gaillard, 1995; Fustec et al., 2001).....	94
Figure III-9. Interprétation des terrasses du fond de la vallée décrites par Caillol et al. (1977) en fonction des zones d'inondations décrites par Dzana and Gaillard (1995).....	95
Figure III-10. Comparaison de l'occupation du territoire avec la présence de terrasses.....	95

Figure III-11. Corrélation entre usage du territoire et nappes alluviales dans la zone amont de Nogent-sur-Seine.....	96
Figure III-12. Carte de répartition des nappes alluviales au sein de la plaine de la Bassée.....	97
Figure III-13. Principe d'acquisition de données par méthode LiDAR (http://live.osgeo.org/_images/liblas4.jpg ; http://www.esrifrance.fr/SIG2009/cemagref_volume_bois.htm).....	99
Figure III-14. MNT obtenu à partir des données LiDAR (données EPTB Seine Grands Lacs).....	100
Figure III-15. Carte LiDAR d'une partie de la plaine alluviale.....	101
Figure III-16. Carte LiDAR et contour des terrasses observées sur la carte géomorphologique.....	103
Figure III-17. Interface de visualisation InfoTerre de la base de données sous-sol du BRGM, avec affichage de certains ouvrages (Nogent-sur-Seine, 1/50 000).....	104
Figure III-18. Exemples de descriptions de sondages (données BSS).....	105
Figure III-19. Architecture de la base de données BD sondages.....	106
Figure III-20. Répartition des sondages extraits de la BSS et utilisés pour reconstituer l'interface craie/alluvions.....	107
Figure III-21. Exemples de variogrammes expérimentaux.....	108
Figure III-22. A gauche : variogramme expérimental (trait fin) et modèle variographique ajusté (trait gras). A droite : carte variographique du modèle.....	108
Figure III-23. Résultat de la validation croisée pour l'estimation du toit de la craie (Z_craie_max).....	109
Figure III-24. Krigeage de l'altitude du toit du substratum (en mètres NGF).....	110
Figure III-25. Répartition des sondages des épaulements de la vallée.....	111
Figure III-26. Vue 3D des estimations d'altitude de l'interface craie/alluvions.....	112
Figure III-27. Modèles variographiques retenus en fonction des variogrammes expérimentaux des données T1 (à gauche) et T2 (à droite).....	113
Figure III-28. Résultat des validations croisées de la profondeur de la craie (variable : Z_craie_max) sous les terrasses T1 (indice 1) et T2 (indice 2).....	114
Figure III-29. Estimation de la géométrie de la craie/T1.....	115
Figure III-30. Coupe schématique au sein de la plaine alluviale.....	115
Figure III-31. Vue 3D de l'intersection entre l'estimation de la craie/T1 et de l'estimation craie/alluvions traitée.....	116
Figure III-32. Estimation de la géométrie de la craie en fonction de T2.....	116
Figure III-33. Vue 3D de l'intersection entre l'estimation de la craie/T2 et de l'estimation craie/alluvions traitée.....	117
Figure III-34. Localisation des sections dans la plaine de la Bassée.....	118
Figure III-35. Coupes à l'aval de Nogent-sur-Seine.....	119
Figure III-36. Coupes transversales à l'amont de Nogent-sur-Seine.....	120
Figure III-37. Coupe de la vallée au niveau du paléothalweg de l'estimation craie/alluvions.....	122
Figure III-38. Carte de la co-estimation de l'épaisseur (en mètres) des alluvions.....	123
Figure III-39. Localisation des structures circulaires périglaciaires détectées par photographie aérienne d'après Van Vliet-Lanoë et al. (2016).....	124
Figure III-40. Faciès de la craie sous alluviale (Mégrien et al., 1965).....	126

Figure III-41. Courbe de variation du Niveau Marin Relatif de l'actuel au Saalien terminal, modifiée d'après Waelbroeck et al. (2002).....	127
Figure III-42. Comparaison des vitesses moyennes de migration de la Seine avec celles d'autres cours d'eau par rapport à l'aire de drainage et la durée de l'incision d'après Loget and Van Den Driessche (2009).....	128
Figure III-43. A : Carte bathymétrique d'une partie de la Manche (Mellett et al., 2013), B : carte géologique de la baie de Seine (Benabdellouahed et al., 2014).....	129
Figure IV-1. Répartition des paléochenaux sur la plaine alluviale de la Bassée de Montereau-Fault-Yonne à Nogent-sur-Seine.....	131
Figure IV-2. Comparaison des paléochenaux identifiés sur les photographies aériennes (Géoportail, 1949) à gauche et la carte géomorphologique à droite.	132
Figure IV-3. Localisation des paléochenaux sur les lambeaux de terrasse T1.....	133
Figure IV-4. Traces de chenaux présentes sur les lambeaux de la terrasse T2.	135
Figure IV-5. Traces de chenaux présentes sur la terrasse T3a.....	137
Figure IV-6. Illustration des critères de réattribution des tracés de la famille 1 de T3a à T2.....	138
Figure IV-7. Répartition des tracés réattribués de T3a à T2.....	139
Figure IV-8. Illustration des critères de réattribution des tracés de la famille 3 de T3a à T2.....	139
Figure IV-9. Proposition de restitution de cours sinueux à partir des tracés sinueux de la carte géomorphologique.	140
Figure IV-10. Proposition de restitution de la Vieille-Seine « amont » et « aval » T3a.....	142
Figure IV-11. Proposition de chronologie de mise en place des chenaux au sein de la nappe T2.....	143
Figure IV-12. Méthodes de mesure des paramètres géométriques.	146
Figure IV-13. Carte de localisation des boucles de méandre étudiées et de leur nom sur la nappe T2.	150
Figure IV-14. Histogramme de fréquence des rayons de courbure des tracés formant de belles boucles.	150
Figure IV-15. Photographie aérienne de 1949 montrant des structures de croissance à l'intérieur de la boucle de large Rc identifiée dans T2 (au nord d'Athis).....	151
Figure IV-16. Représentation graphique des 3 familles de λ avec plusieurs mesures (350, 700 et 1 200 m) et des valeurs uniques pouvant correspondre à une quatrième famille (cadre bleu).	154
Figure IV-17. Schéma illustrant l'érosion partielle d'un méandre abandonné.....	156
Figure IV-18. Localisation des cercles tangents dans le secteur amont.	158
Figure IV-19. Distribution des rayons de courbures des tracés du secteur amont.	159
Figure IV-20. Représentation graphique des différents résultats de mesures et calculs des λ dans la nappe T3a dans la zone amont.....	160
Figure IV-21. Localisation des cercles tangents dans le secteur central.	161
Figure IV-22. Histogramme de fréquence des rayons de courbures des tracés de la zone centrale et de la zone amont.	161
Figure IV-23. Représentation graphique des différents résultats de mesures et calculs des λ dans la nappe T3a dans la zone centrale.	162
Figure IV-24. Localisation des cercles tangents dans le secteur aval.	163
Figure IV-25. Histogramme de fréquence des rayons de courbures des tracés de la zone aval.	164

Figure IV-26. Représentation graphique des différents résultats de mesures et calculs des λ dans la nappe T3a dans la zone aval.....	165
Figure IV-27. Histogramme de fréquence des rayons de courbures des tronçons de la Vieille-Seine « aval » et de l'Auxence.....	165
Figure IV-28. Représentation graphique de l'ensemble des résultats de mesures et calculs des λ sur la nappe T3a.....	166
Figure IV-29. Limites régionales des périodes archéologiques simplifiées de la préhistoire ancienne à partir de l'avant-dernière glaciation (Mordant, 1992).	169
Figure IV-30. Site de Noyen-sur-Seine (Mordant et al., 2013).	170
Figure IV-31. Localisation des sites archéologiques et des sondages à la tarière qui ont permis la datation de matière organique.....	171
Figure IV-32. Exemple de différence entre la carte d'état-major et les photographies aériennes dans les environs de Pont le Roi.....	173
Figure IV-33. Détermination de la migration des méandres d'un cours d'eau selon la méthode des transects et la méthode des polygones.....	174
Figure IV-34. Estimation des vitesses de migration.	174
Figure IV-35. Comparaison des vitesses moyennes de migration des méandres de la Seine avec celles d'autres cours d'eau par rapport à l'aire de drainage d'après Hudson and Kesel (2000).....	176
Figure IV-36. Périodes d'inter-avulsion de ceinture de méandres plusieurs de plusieurs deltas.....	178
Figure IV-37. Variation temporelle des paramètres d'avulsion les plus importants du delta Rhin-Meuse (fréquence d'avulsion, nombre de chenaux contemporains et période d'existence).....	179
Figure IV-38. Durées de stabilité de différentes ceintures de méandres du Mississippi supérieur (Prokocki, 2010).....	179
Figure IV-39. Débits moyens annuels et temps de stabilités reconstitués de la Seine et débits moyens annuels et de pleins bords de la Prosna centrale (Pologne) au cours des 12 000 dernières années, modifiée d'après Rotnicki (1991).	181
Figure IV-40. Proposition de chronologie et de reconstitution paléo-hydrologique des différents systèmes fluviaux ayant balayé la plaine alluviale de la Bassée.....	183
Figure V-1. Architecture de la base de données BD sondages.....	186
Figure V-2. Carottes du forage piézométrique de Conflans-sur-Seine dans la zone de confluence avec l'Aube.	189
Figure V-3. Illustration des faciès décrits dans les sondages.....	191
Figure V-4. Exemple de structures sédimentaires présentes dans le remplissage sédimentaire.	192
Figure V-5. A gauche : représentations graphiques des occurrences des niveaux de sédiments, à droite représentations graphiques en épaisseurs des niveaux de sédiments.	193
Figure V-6. Proportion des faciès argileux au sein de la plaine alluviale de la Bassée.....	194
Figure V-7. Proportion des faciès limoneux au sein de la plaine alluviale de la Bassée.	194
Figure V-8. Proportion des faciès sableux au sein de la plaine alluviale de la Bassée.....	195
Figure V-9. Proportion des faciès graveleux au sein de la plaine alluviale de la Bassée.	195
Figure V-10. Histogramme de fréquence de l'épaisseur des niveaux par faciès.....	197
Figure V-11. Proportion des faciès au sein des terrasses T1 et T2.....	199

Figure V-12. Proportions des faciès mixtes en détail au sein de chaque grande classe granulométrique des terrasses T1 et T2.....	200
Figure V-13. Comparaison des perméabilités en fonction des faciès présents dans les descriptions de forage de la base de données BD-Sondage.....	202
Figure V-14. Proportions des perméabilités en fonction des terrasses.	203
Figure V-15. Spectre électromagnétique et gamme de fréquences utilisées par le géoradar (Weill, 2010).....	204
Figure V-16. a) Propagation des ondes radars directes et réfléchies entre l'émetteur et le récepteur, b) Exemple de succession horizontale de traces verticales montrant des architectures planes et obliques de réflecteurs, modifiée d'après Neal (2004).....	204
Figure V-17. Illustration de corps sédimentaires dans un remplissage alluvionnaire de l'Obra (Pologne) obtenue par géoradar (Slowik, 2011).....	205
Figure V-18. Litage résultant de la composition, la taille, la forme et l'arrangement des grains, modifiée d'après Neal (2004).	206
Figure V-19. Antennes radar et systèmes d'acquisitions GSSI.	207
Figure V-20. Nomenclature des surfaces et des faciès radar pouvant être observés modifiées d'après Neal (2004).....	208
Figure V-21. Limite de pénétration des ondes radars (270 MHz) dans un même profil sur deux portions différentes.....	209
Figure V-22. Matériel utilisé pour le CMP.	210
Figure V-23. Profil CMP acquis sur les 3 zones décapées de la gravière des Ormes-sur-Voulzie.....	210
Figure V-24. Points extraits des hyperboles et régressions d'ordre 2 (lignes noires).....	211
Figure V-25. Points extraits des hyperboles et régressions projetées dans l'espace (x^2 , t^2).....	212
Figure V-26. Vitesses (V_{rms}) calculées à partir des pentes des hyperboles (traits pleins et points), modèle de vitesse à 2 couches (diagramme de gauche) et vitesses théoriques calculées à partir du modèle.....	214
Figure V-27. Exemple de 2 modèles de vitesses appliqués à la zone 1 de la gravière des Ormes-sur-Voulzie.....	215
Figure V-28. Localisation des deux zones choisies pour les essais de prospection géoradar.....	216
Figure V-29. A) Exemple de surface décapé par les exploitants des gravières, B) Couverture « stérile » ou sol décapé.....	216
Figure V-30. Localisations des profils géoradars sur les sites A) de Clesles et B) de La Motte-Tilly.....	217
Figure V-31. Partie sud du profil 3 du site de Clesles (voir Figure V-30 pour localisation).....	218
Figure V-32. Partie sud du profil 7 du site de La Motte-Tilly (voir Figure V-30 pour localisation).....	218
Figure V-33. Localisation des gravières échantillonnées entre Bray-sur-Seine et Nogent-sur-Seine. ..	219
Figure V-34. Implantation des profils de mesure par GPR sur la zone 1 de la gravière des Ormes-sur-Voulzie.....	220
Figure V-35. Profils C de la zone 1 de la gravière des Ormes-sur-Voulzie.....	221
Figure V-36. Profil de la gravière de la Ferme d'Isle.....	223
Figure V-37. Profil de la zone de Villiers-sur-Seine.	224
Figure V-38. Profil de Courceroy.	225
Figure V-39. Profil de La Motte-Tilly.....	226

Liste des tableaux

Tableau I-1. Limites admises pour les chronozones du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Argant et al., 2011).....	36
Tableau I-2. Synthèse sur les datations des sédiments sur les terrasses de la Somme, de l'Yonne, de la Seine aval et de l'Aube (Voinchet et al., 2004, 2010, 2011; Antoine et al., 2007, 2010; Voinchet, Brulhet, et al., 2015; Voinchet, Cojan, et al., 2015).....	45
Tableau I-3. Proposition de correspondance des formations alluviales de la Seine en fonction des auteurs (Mégnyen et al., 1965; Mordant, 1992; Mordant et al., 2013).....	50
Tableau I-4. Corrélation des terrasses de la Bassée et des terrasses de l'Yonne.....	52
Tableau II-1. Hiérarchisation des unités de dépôts fluviaux d'après Miall (1996).....	65
Tableau III-1. Proposition de correspondance des formations alluviales de la Seine en fonction des auteurs (Mégnyen et al., 1965; Mordant, 1992).....	85
Tableau III-2. Correspondance des formations alluviales de la Seine en fonction des auteurs avec les gammes de couleurs du MNT-LiDAR.....	102
Tableau I-3. Estimation du bassin versant du cours de la Seine au niveau de la fosse du Cotentin	128
Tableau IV-1. Synthèse préliminaire des types de tracés préservés à la surface des nappes alluviales.	144
Tableau IV-2. Formulaire des relations empiriques utilisées (Williams, 1984, 1986).	147
Tableau IV-3. Récapitulatifs des mesures effectuées sur le tronçon de Seine active de Bray-sur-Seine à La Tombe.....	148
Tableau IV-4. Comparaison des paramètres calculés et des valeurs mesurées.....	149
Tableau IV-5. Récapitulatifs des mesures de rayon de courbure effectuées sur les paléo-tracés de la terrasse T2.....	151
Tableau IV-6. Récapitulatifs des mesures des longueurs d'ondes sur 4 tracés.....	152
Tableau IV-7. Récapitulatifs des mesures des rayons de courbures et des longueurs d'ondes et calcul des longueurs d'ondes, largeurs de chenaux théoriques et estimations des débits de plein bord.	153
Tableau IV-8. Propositions de familles de longueur d'onde (λ).....	155
Tableau IV-9. Comparaison des valeurs de largeurs théoriques et mesurées.....	155
Tableau IV-10. Proposition de correspondance des familles de rayon de courbure avec les longueurs d'ondes mesurées.	156
Tableau IV-11. Récapitulatif des réattributions de paléochenaux et des différentes observations dans l'ordre chronologique.	157
Tableau IV-12. Paramètres géométriques et hydrologiques de la Vieille-Seine « amont » et des boucles isolées.....	160
Tableau IV-13. Paramètres géométriques des tracés du secteur central.	162
Tableau IV-14. Paramètres géométriques des tracés du secteur aval.	164
Tableau IV-15. Tableau récapitulatif des paramètres géométriques et hydrologiques des familles A et B identifiées sur la nappe T3a.	166
Tableau IV-16. Tableau récapitulatif des différentes caractéristiques de l'ensemble des paléo-tracés identifiés à la surface des nappes alluviales.	168
Tableau IV-17. Datations radiocarbone effectuées sur des échantillons obtenus à la tarière à mains dans la plaine de la Bassée.....	172

Tableau IV-18. Vitesses de migrations de la Seine non-anthropisée de Conflans-sur-Seine à Balloy. ..	175
Tableau IV-19. Comparaison des vitesses de migration de plusieurs cours d'eau en fonction de différents paramètres.	175
Tableau IV-20. Tableau de synthèse des durées de fonctionnement des différents systèmes déterminés précédemment.	177
Tableau IV-21. Synthèse des durées de fonctionnement des paléo-systèmes en fonction de leurs nappes alluviales et estimations des âges de mise en place de celle-ci.....	180
Tableau V-1. Exemple de descriptions de faciès argileux dans les sondages.....	187
Tableau V-2. Détail du tri effectué d'après les descriptions de sondages avec lithologie unique.	198
Tableau V-3. Statistiques descriptives des granulométries au sein de la plaine alluviale (en épaisseur, m).	198
Tableau V-4. Statistiques descriptives des granulométries au sein de la terrasse T1 (en épaisseur, m).	199
Tableau V-5. Valeurs caractéristiques des porosités totales et efficaces des sédiments.	201
Tableau V-6. Correspondance des codes granulométriques des différents faciès avec les classes de perméabilité.....	203
Tableau V-7. Valeurs typiques utilisées de permittivité en fonction des matériaux d'après Jol (2008).	206
Tableau V-8. Calcul des vitesses par couche pour les 3 zones de la gravière des Ormes-sur-Voulzie...213	

Introduction

Cette thèse en géosciences, effectuée à l'École des Mines de Paris, à Fontainebleau, s'inscrit dans l'axe de recherche « Interface nappes rivières » du programme de recherche PIREN-Seine (Programme de Recherche Interdisciplinaire sur l'Environnement de la Seine). Le PIREN-Seine est un groupement de recherche dont l'objectif est de développer, à partir de mesures de terrain et de modélisations, une vision d'ensemble du fonctionnement du système formé par le réseau hydrographique de la Seine, son bassin versant et la société humaine qui l'investit. L'axe de recherche « Interface nappes rivières » consiste en quelques mots à étudier les échanges complexes entre les processus hydrologiques présents dans les aquifères et les processus hydrologiques se développant dans les cours d'eau (Flipo, 2013). L'objectif est de fournir un modèle le plus réaliste possible sur le fonctionnement des plaines alluviales en prenant en compte l'ensemble des paramètres qui la constituent (complexité structurelle et fonctionnelle et pression anthropique) (Flipo, 2013). Pour comprendre au mieux ce système comprenant un aquifère profond (aquifère régional de la craie) et un aquifère de surface (nappe alluviale de la Seine), il est nécessaire de connaître l'architecture de la plaine alluviale de la Seine qui contraint les écoulements de la nappe alluviale.

Dans ce contexte, les travaux de cette thèse ont porté sur la plaine alluviale de la Bassée définie entre la confluence de la Seine avec l'Aube à l'amont et celle avec l'Yonne à l'aval. Cette zone constitue la plaine alluviale la plus développée du cours de la Seine. La Seine supérieure, y évolue au sein d'une vallée creusée dans le substratum crayeux d'âge crétacé, dans laquelle se sont accumulés des sédiments au rythme des cycles glaciaires-interglaciaires.

La sensibilité de la dynamique fluviale et en particulier des processus hydro-sédimentaires associés aux variations climatiques au travers des modifications des régimes de précipitations, apports sédimentaires, conduit à un remplissage alluvionnaire à l'architecture complexe qui agit comme une zone tampon entre le réseau hydrographique de surface et l'aquifère régional. Le type, la proportion et la répartition géographique des hétérogénéités contraint la circulation des écoulements fluides pour l'infiltration depuis/vers la craie et pour les échanges entre la Seine et la nappe alluviale.

Ce travail a pour objectif la caractérisation des hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale de la Seine dans la région de la Bassée en fournissant des éléments qui pourront être utilisés dans des modélisations de ces hétérogénéités.

Les affleurements sont rares et limités principalement aux zones de carrières car le couvert végétal est dense (bois, sylviculture, prés) et la topographie peu marquée. Même si les informations directes recueillies sont précieuses, elles restent parcellaires et ont été complétées par quelques sondages carottés ou par tarière. Nous avons complété notre approche par l'utilisation des données de sondages de la Banque du sous-sol (BSS-BRGM, Infoterre), la valorisation de données géomorphologiques de grande précision et l'utilisation d'un outil d'investigation géophysique, le géoradar.

Ce manuscrit s'articule autour de six chapitres, les deux premiers chapitres correspondent à une présentation de la zone d'étude et de son histoire climatique ainsi qu'à un état de l'art sur les principaux types de systèmes fluviaux. Les trois chapitres suivants traitent successivement de l'identification des nappes alluviales et de l'estimation de l'interface substratum dépôts alluviaux, puis des restitutions paléo-hydrologiques avant d'aborder l'architecture du remplissage alluvionnaire. Le dernier chapitre est consacré aux conclusions et perspectives. Le plan détaillé de chaque chapitre se présente comme suit :

Le **premier chapitre** situe et décrit *la plaine alluviale de la Bassée* au sein du Bassin parisien (notamment son anthropisation ainsi que celle d'une partie de son bassin versant). Puis, il décrit *le contexte climatique* dans lequel la plaine alluviale s'est construite au gré des fluctuations climatiques. Une rapide synthèse de *l'étagement des terrasses* et des contraintes stratigraphiques disponibles sur les cours d'eau majeurs du Bassin parisien (Somme, Yonne et Aube ainsi que la Seine aval) sert de cadre de référence pour discuter les données sur les quatre nappes alluviales de la plaine de la Bassée.

Le **deuxième chapitre** présente rapidement les *différents types de systèmes fluviatiles* à partir d'une synthèse bibliographique des classifications de systèmes fluviatiles existantes et de leurs caractéristiques propres. L'accent est porté sur les systèmes fluviatiles principaux identifiés dans les nappes alluviales de l'Europe de l'Ouest (*méandriforme et en tresses*) et en particulier sur leur dynamiques et les *structures morphosédimentaires* associées ainsi que les *architectures sédimentaires* résultantes.

Le **troisième chapitre** est consacré dans la première partie à la *distribution en surface* des quatre nappes alluviales qui constituent le remplissage de la plaine de la Bassée à partir de l'homogénéisation des informations cartographiques (cartes topographiques anciennes, géomorphologiques, de niveau de crue et LiDAR). La seconde partie s'intéresse à la *géométrie de la vallée incisée* qui constitue le substrat de la plaine alluviale ainsi que la distribution des *épaisseurs d'alluvions*. Cette géométrie est estimée par *krigeage* à partir d'une base de données originale que nous avons construite avec 546 sondages extraits de la BSS.

Le **quatrième chapitre** expose une *restitution paléo-hydrologique* des paléo-tracés présents à la surface des différentes nappes alluviales. Celle-ci s'appuie sur un *inventaire et classement des paléo-tracés* en fonction de leur géométrie (méandriforme et sinueux). Les paramètres géométriques de ceux-ci sont utilisés pour restituer les paramètres paléo-hydrologiques qu'ils soient *géométriques* (largeur, profondeur et longueur d'onde) ou *hydrauliques* (débit moyen annuel et débit de plein bord) et les comparer aux paramètres de la *Seine actuelle*. L'ensemble est mis en perspective dans le cadre stratigraphique existant et par comparaison avec d'autres systèmes.

Le **cinquième chapitre** propose une analyse de la *distribution des différents faciès* constituant le remplissage sédimentaire à partir des données de sondages et des observations de terrain couplée avec une discussion sur leurs *caractéristiques pétrophysiques* (porosité et perméabilité) et donc leur rôle dans les écoulements. Celle-ci est complétée par une imagerie du remplissage par une méthode géophysique, *le géoradar*, dont les résultats sont en accord avec ceux de la paléo-hydrologie et apportent des données complémentaires sur *l'architecture sédimentaire*.

Enfin, ce manuscrit s'achève par les conclusions générales de cette étude et évoque des perspectives que les résultats de cette étude suscitent.

Chapitre I. La plaine alluviale de la Bassée : Présentation générale

Le cadre de cette étude est la plaine alluviale de la Bassée, un tronçon de la vallée de la Seine situé à une centaine de kilomètres en amont de Paris. La Seine, fleuve majeur du nord de la France, prend sa source sur le plateau de Langres à 446 m d'altitude dans la commune de Source-Seine (Côte d'Or), puis traverse le Bassin parisien selon une orientation générale sud-est nord-ouest pour se jeter dans la Manche par un large estuaire qui se développe entre les villes du Havre et de Honfleur. D'une longueur de 777 km, elle draine un bassin versant de 79 000 km² irrigué par 23 000 km de cours d'eau, soit 12 % du territoire français (Figure I-1). Parmi ses principaux affluents, on peut citer l'Aube et l'Yonne dont les confluences avec la Seine définissent respectivement les limites amont et aval de la plaine de la Bassée. A l'aval de la Bassée, on trouve, à l'amont de Paris, la confluence avec la Marne puis celle de l'Oise située à l'aval de l'agglomération parisienne.

Nous proposons de présenter dans ce premier chapitre le contexte général dans lequel se situe la plaine de la Bassée, avant de discuter la dynamique hydraulique de la Seine et l'influence des aménagements anthropiques sur celle-ci. Nous terminerons sur les caractéristiques géomorphologiques de cette plaine alluviale en lien avec les fluctuations climatiques du Quaternaire supérieur.

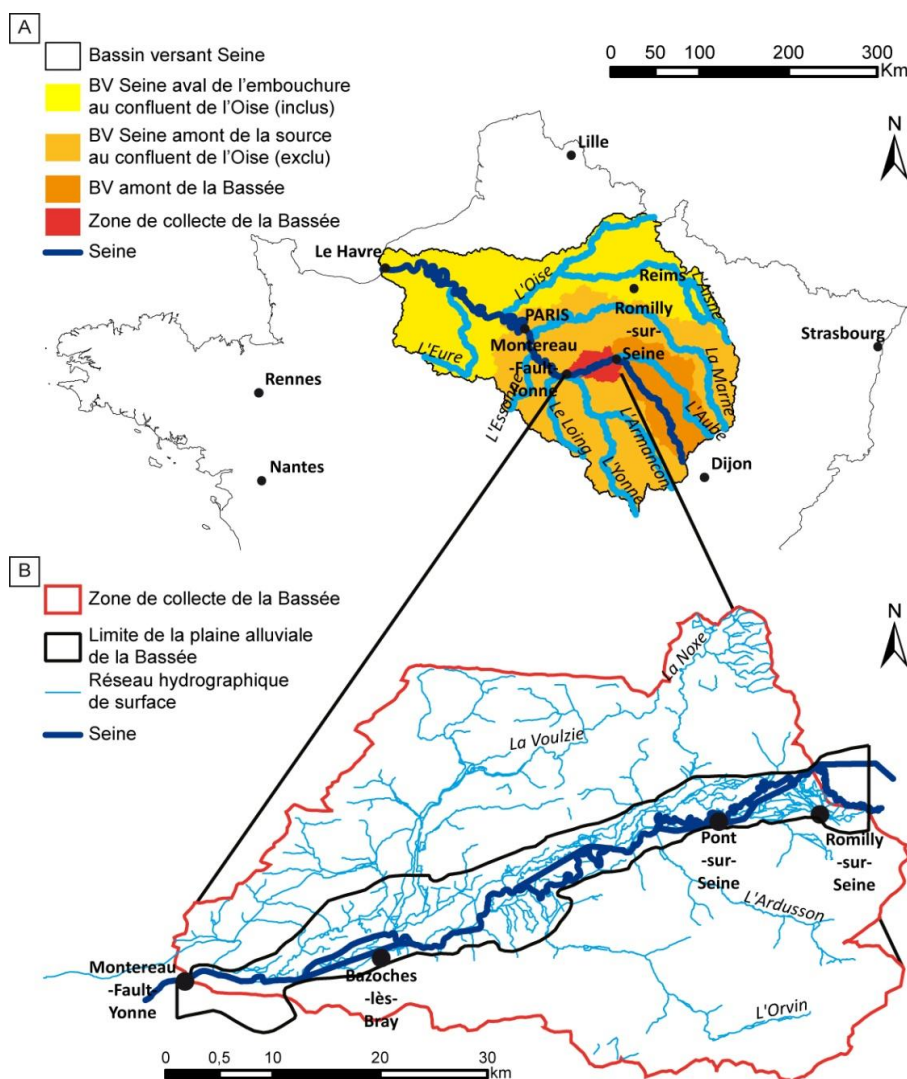


Figure I-1. La plaine de la Bassée, A) Localisation par rapport à la Seine et son bassin versant, B) Détail de la plaine alluviale de la Bassée, de son bassin versant et des principaux affluents.

I.1 Contexte géologique, occupation des sols et fonctionnement hydrologique

Bien que nous ne nous intéressions qu'à une partie réduite du cours de la Seine, la présentation qui suit présente un contexte plus large lorsque celui-ci est utile à la réflexion que nous menons.

I.1.1 Le substrat géologique

Le bassin versant de la Seine couvre une grande partie du Bassin parisien, un bassin sédimentaire qui couvre la moitié nord de la France sur une zone de près de 110 000 km² (Figure I-2). Les séries sédimentaires qui le constituent reposent à l'ouest sur le Massif Armoricain, au sud sur le Massif Central, à l'est sur les Vosges et au nord-est sur le Massif Ardenno-rhénan. Elles se poursuivent au NNE vers le Bassin belge et à l'ONO vers le Bassin de Londres.

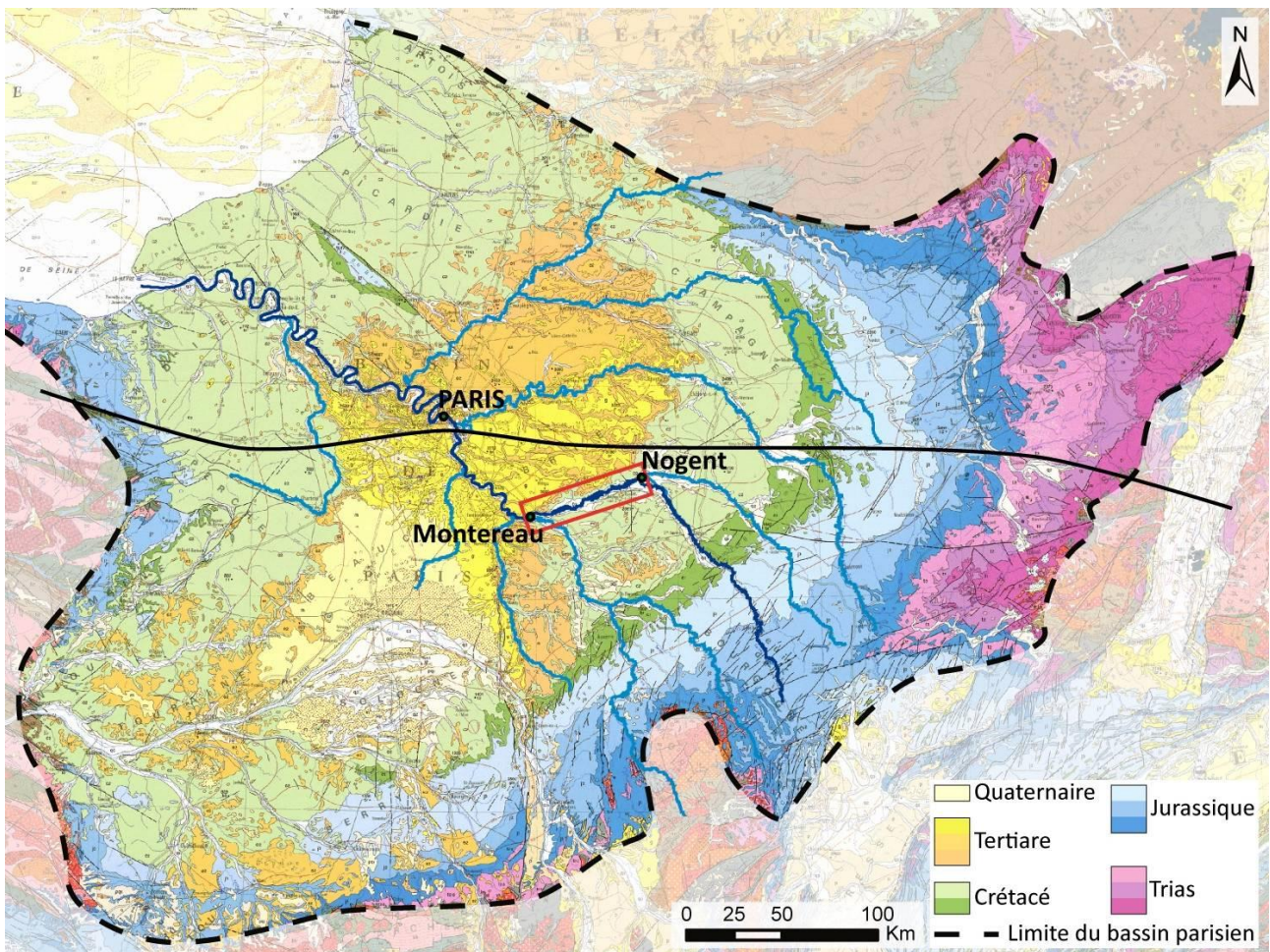


Figure I-2. Géologie du Bassin parisien d'après Chantraine et al. (2003).

La plaine de la Bassée est indiquée par le rectangle rouge. Le trait noir continu localise la coupe géologique présentée Figure I-3.

Les terrains sédimentaires du Bassin parisien, d'âges mésozoïque et cénozoïque, reposent sur des unités d'un socle anté-permien (Figure I-3). Aujourd'hui, les séries sédimentaires triasiques à tertiaires forment des auréoles concentriques de plus en plus récentes lorsque l'on se dirige de la bordure vers le centre du bassin. Les différentes couches de ces séries sédimentaires possèdent de légers pendages qui traduisent une flexure de grande longueur d'onde. On observe également une augmentation de l'épaisseur des dépôts au centre de la cuvette que forme le Bassin parisien (puissance atteignant jusqu'à 3000 m d'épaisseur sous la Brie).

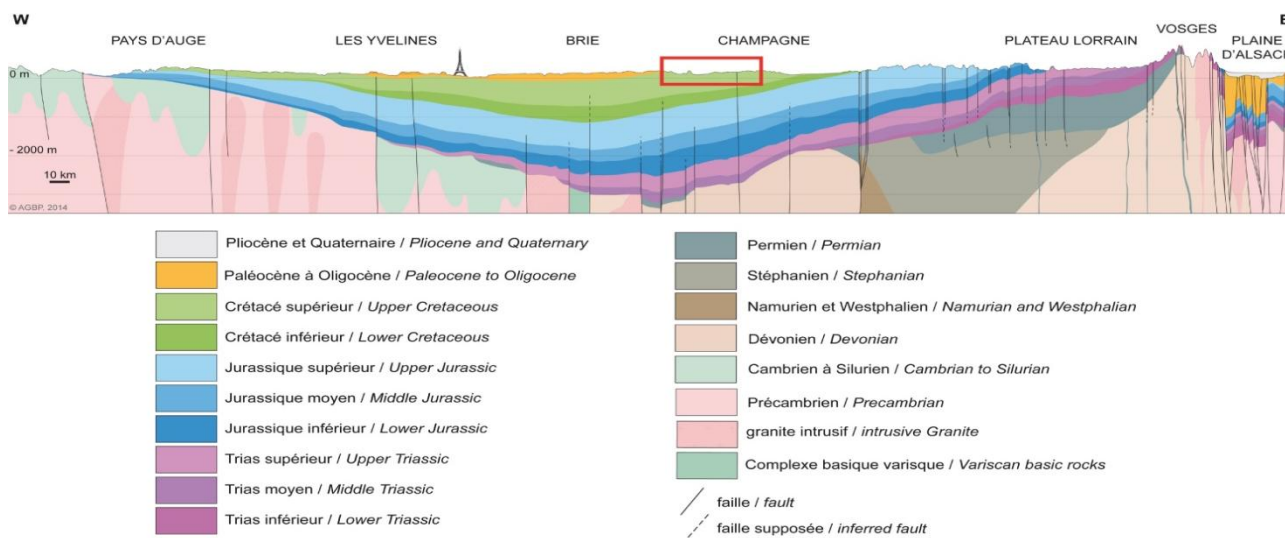


Figure I-3. Coupe géologique simplifiée du Bassin parisien (Gély and Hanot, 2014).

Le trait de coupe est matérialisé sur la Figure I-2 par la courbe noire continue. La Bassée repose sur les terrains crayeux crétacés supérieurs de la Champagne, indiqués sur la coupe par le rectangle rouge.

Dans ce contexte, à l'amont de la plaine de la Bassée, la Seine draine uniquement des terrains sédimentaires d'âges jurassique à crétacé constitués de calcaires (Jurassique), d'argiles sableuses (Crétacé inférieur) et de craies (Crétacé supérieur) (Figure I-3). La plaine de la Bassée est constituée du remplissage alluvionnaire d'une vallée incisée dans les terrains crayeux du Crétacé supérieur. Le remplissage alluvionnaire de la Bassée sera analysé en détail dans ce qui suit (*cf. Chapitre II*).

La plaine de la Bassée est entourée de témoins des formations tertiaires qui constituent la côte de l'Île-de-France au nord et se présentent sous forme de lambeaux au sud. L'encaissement est assez faible, les morphologies crayeuses peu marquées des plateaux provinois en rive droite et des plateaux sénonais en rive gauche culminent autour de 150 m d'altitude. L'altitude de la plaine de la Bassée s'abaisse régulièrement de 75 m en amont à 50 m à l'aval, avec une pente moyenne de l'ordre de 0,4 ‰ (Figure I-4).

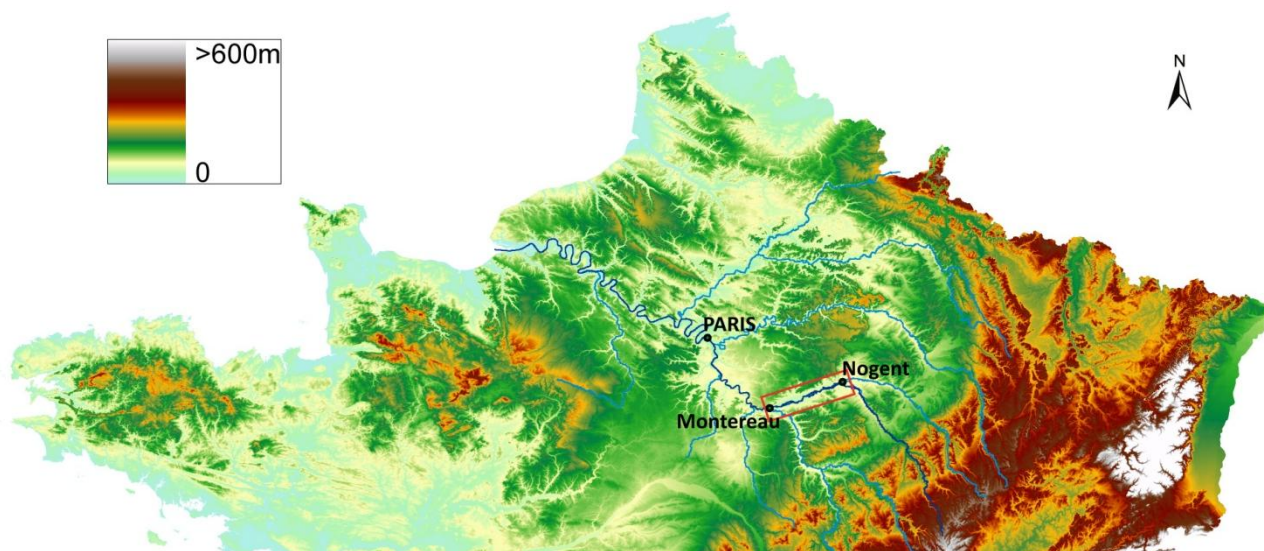


Figure I-4. Modèle numérique de terrain du nord de la France.

Dans ce contexte de terrains sédimentaires, l'alimentation des cours d'eau se fait à la fois à partir du ruissellement de surface et des apports des aquifères sous-jacents situés dans les roches carbonatées (calcaires et craie). L'alternance de couches poreuses et non-poreuses (argile) crée un empilement d'aquifères en partie connectés appelé « aquifère multicouches » (Viennot et al., 2009).

I.1.2 L'occupation des sols

La nature des sols dans la plaine de la Bassée est variée et constitue un paramètre important du fait de l'impact que son occupation peut avoir sur l'hydrologie ou encore sur la cohésion des berges des cours d'eau.

Les différents types d'occupation des sols dans la plaine de la Bassée sont répartis en cinq grandes classes qui comprennent (Corine Land Cover, Union européenne – SoeS, 2006) (*Cahier des charges des MAEt "Bassée", 2013*) :

- des surfaces en eau : plans d'eau (anciennes gravières, étangs), cours d'eau et canaux ;
- des zones humides ;
- des forêts, zones arbustives et milieux semi-naturels ;
- des zones agricoles comprenant des champs et des prairies ;
- des territoires artificialisés : zones urbanisées (habitations, jardins, industries), secteurs anthropisés (remblaiements) et infrastructures de transport.

L'occupation des sols dans la plaine de la Bassée contraste avec celle des terrains qui l'entourent (Figure I-5). Sur l'ensemble de la plaine de la Bassée les sols sont majoritairement occupés par des forêts ; on trouve cependant des zones agricoles en bordure de la plaine, principalement dans deux zones situées à l'aval des confluences de l'Orvin et de la Vouizie. Les surfaces en eau et les territoires artificialisés occupent des surfaces relativement équivalentes, réparties sur l'ensemble de la plaine.

Cette abondance de forêts et de milieux aquatiques dans la plaine de la Bassée ne se retrouve pas sur les plateaux environnants (Figure I-5). Au sud, le Sénonais correspond à une région dominée par des cultures annuelles alors qu'au nord le Montois montre une répartition assez équilibrée entre zones agricoles et milieux boisés et semi-naturels.

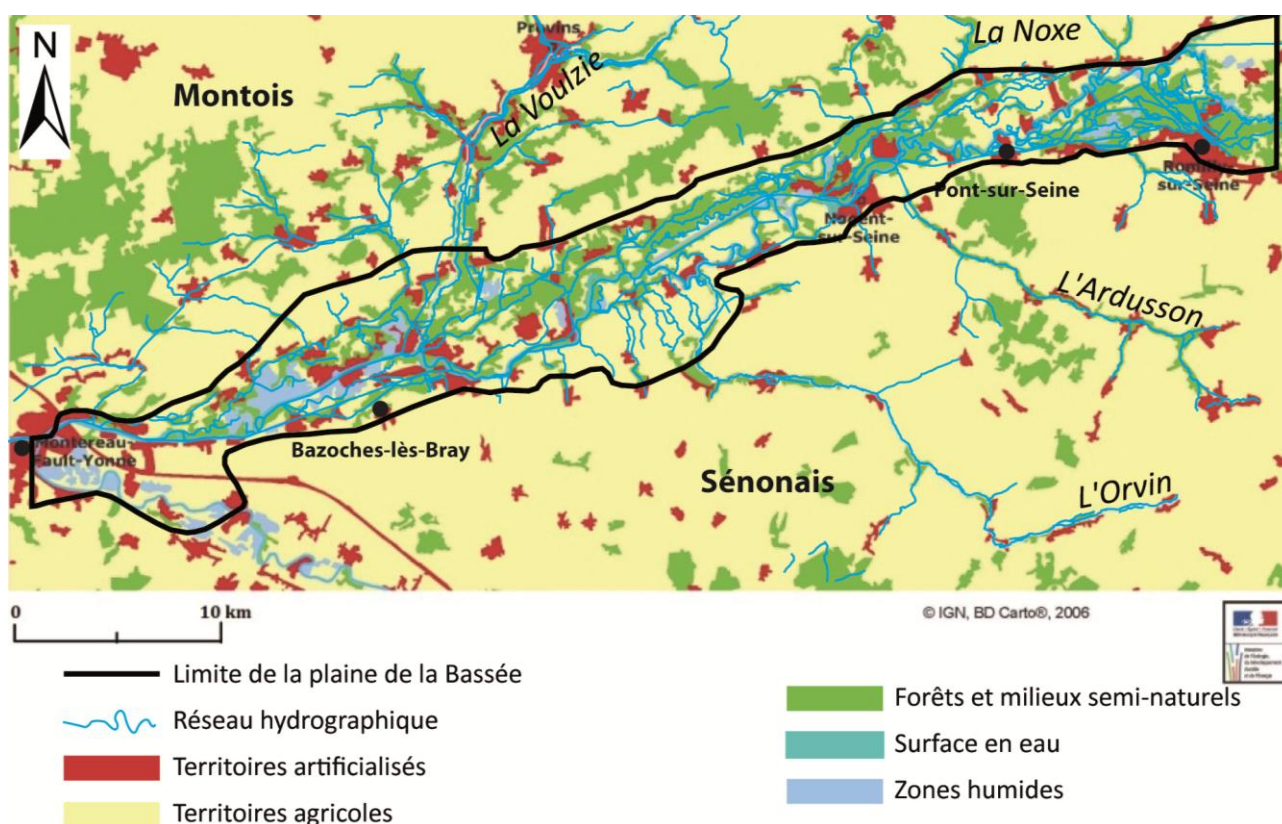


Figure I-5. Occupation des sols dans la Bassée pour l'année 2006 (<http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/clc/carte/metropole>).

La plaine de la Bassée constitue ainsi une zone aux enjeux multiples :

- **un intérêt environnemental** avec la forêt alluviale qui couvre de larges étendues de la vallée, et les zones humides qui sont en partie classées en réserve naturelle (RNN155 - Réserve naturelle nationale de la Bassée, 855 ha, au nord-est de Montereau-Fault-Yonne) et en zone NATURA 2000 depuis 2006 pour le site « Bassée et plaine adjacentes » (FR1112002, 27 643 ha de Montereau jusqu'à La Motte Tilly, site de directive « Oiseaux ») et depuis 2007 pour le site « La Bassée » (FR1100798, 1 403 ha, de Montereau-Fault-Yonne jusqu'à La Motte-Tilly, site de directive « Habitats, faune, flore ») (EBTP, 2013a) ;
- **un intérêt social** car bien que la région soit très rurale, la population a régulièrement augmenté (autour de 5 % sur la période 2006-2011), croissance qui reflète le rôle important de la Seine-et-Marne dans la croissance démographique francilienne ;
- **un intérêt économique** qui se répartit entre l'activité agricole dominée actuellement par les cultures céréalières qui ont remplacé l'élevage traditionnel des bovins, la sylviculture, l'exploitation des granulats alluvionnaires dont la Bassée renferme la plus grande réserve de ces matériaux pour la région parisienne, et la présence d'industries attirant de nombreux investissements privés comme la malterie de Nogent, l'usine de production de diester ou encore la papèterie (Nogent-sur-Seine) (Verdeaux, 2008) et la centrale nucléaire de Nogent-sur-Seine qui a produit par exemple 16,7 TWh en 2014 (EDF, 2015), soit environ un tiers de la consommation annuelle d'électricité de la région Ile-de-France et emploie près de 700 personnes.

I.1.3 L'hydrologie

Située dans la partie amont du bassin versant de la Seine (Figure I-1), la plaine de la Bassée s'étend de Romilly-sur-Seine (confluence Seine-Aube à l'amont) à Montereau-Fault-Yonne (confluence Seine-Yonne à l'aval). La plaine de la Bassée correspond à l'un des tronçons les plus larges de la plaine alluviale du cours de la Seine avec une largeur moyenne de 6 km et une longueur de 60 km, couvrant une superficie d'environ 365 km² (0,5 % du bassin versant de la Seine). Le bassin versant associé à ce tronçon draine une surface de 1 711 km², soit 2,2 % du bassin versant global et collecte une partie des eaux des plateaux du bassin de Paris situés au nord par l'intermédiaire de deux affluents en rive droite : la Noxe et de la Voulzie, et au sud par l'intermédiaire de l'Ardusson et de l'Orvin, affluents de rive gauche.

L'accroissement du débit moyen de la Seine dans sa traversée de la Bassée est relativement faible, un peu moins de 2 m³.s⁻¹. Elle correspond essentiellement à la contribution des tributaires (la Noxe, la Voulzie, l'Ardusson et l'Orvin), et aux apports souterrains par la nappe des formations crétacées qui contribuent au débit de la Seine au moins une partie de l'année. Sur la période 1979-2015, le débit moyen annuel de la Seine le long de la plaine de la Bassée a été de 77,4 m³.s⁻¹ à la station hydrologique la plus en amont (station hydrologique H1700010 de Pont-sur-Seine,) et de 79,8 m³.s⁻¹ à la station la plus en aval de 1995 à 2016 (station H1940020 de Bazoches-lès-Bray, Figure I-1). Le débit journalier maximal enregistré à cette station a été de 353 m³.s⁻¹ le 23/04/2001.

Le régime hydrologique de la Seine, qui résume l'ensemble de ses caractéristiques et son mode de variation, est de type pluvial océanique (Viennot et al., 2009; OCDE, 2014). Ce régime correspond à une pluviométrie également répartie sur l'année, et à un débit très influencé par l'évapotranspiration. Ce régime hydraulique est ainsi caractérisé par des hautes eaux en hiver pendant lesquelles le débit moyen dépasse les 100 m³.s⁻¹ et des basses eaux au cours de l'été durant lesquelles le débit moyen se situe en dessous des 50 m³.s⁻¹. Le débit passe ainsi de 130 m³.s⁻¹ au maximum en mars à 45 m³.s⁻¹ environ en juillet et en août (Figure I-6).

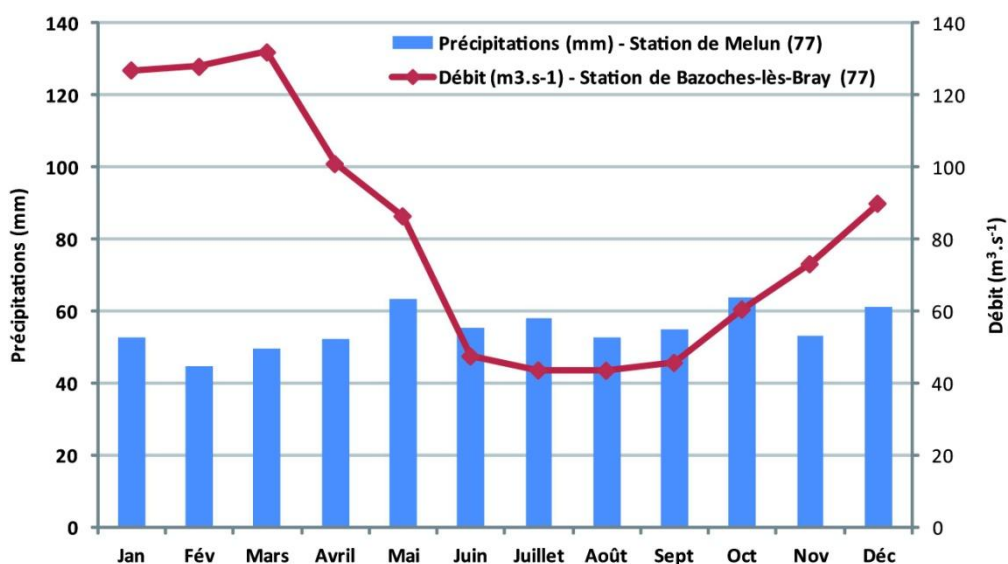


Figure I-6. Evolutions des précipitations et des débits mensuels moyens sur 15 ans de 1999 à 2014 sur la Bassée aux stations de Melun (station météorologique) et de Bazoches-lès-Bray (station hydrologique).

Le débit de la Seine est également marqué par une grande variabilité interannuelle comme en témoignent les grandes crues du XX^{ème} siècle : débit de pointe estimé entre 2 400 et 2 650 m³.s⁻¹ à Paris en 1910 pour une cote de 8,62 m (à l'échelle d'Austerlitz), 2 200 m³.s⁻¹ en 1924, 2 100 m³.s⁻¹ en 1955 et 2 000 m³.s⁻¹ en 1945 (OCDE, 2014). La crue de 1910 est considérée comme une crue de période de retour centennale alors que les suivantes sont de fréquence cinquantennale (1924, 1955) ou décennale (1982) (Figure I-7).

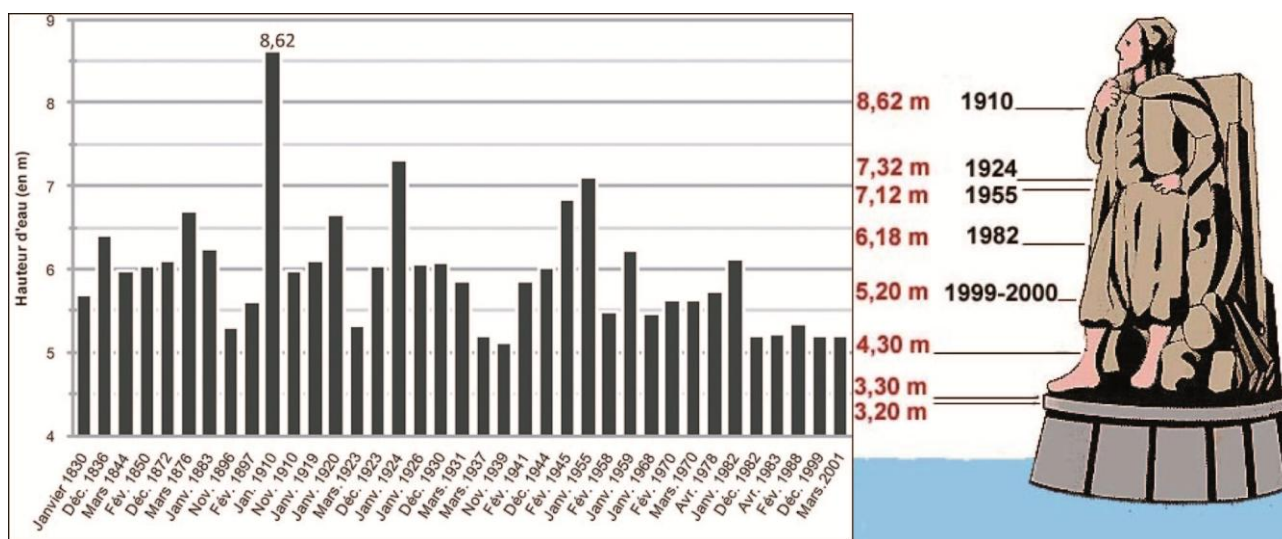


Figure I-7. Gauche : Hauteurs d'eau des principales crues enregistrées à la station Paris-Austerlitz depuis 1830 (Lescure et al., 2011). Droite : Report des hauteurs d'eau de certaines crues depuis 1910 sur la statue du zouave sur le pont de l'Alma à Paris (http://lefildutemps.free.fr/crue_1910/resume.php).

Le niveau de l'eau correspond à celui de la fermeture des voies sur berge.
Le zéro de l'échelle est à 25,92 m N.G.F.

A l'échelle historique, les chroniques des crues de la Seine qui débutent au milieu du XVII^{ème} siècle nous montrent que la crue centennale de 1910 n'a été dépassée que de rares fois : la crue la plus importante date de 1658 avec une cote de 8,96 m.

Au sein du bassin versant de la Seine, la plaine de la Bassée se caractérise par une pluviométrie moyenne plus faible que celle du bassin de la Seine : environ 700 mm.an⁻¹ comparés à 745 mm.an⁻¹ (période 1970-2000) (Figure I-8) (Viennot et al., 2009). La pluviométrie a également varié au cours du temps descendant jusqu'à des valeurs de 549 mm.an⁻¹ (moyenne sur 19 ans, 1946 - 1964 à Romilly-sur-Seine) (Mégrien et al., 1965).

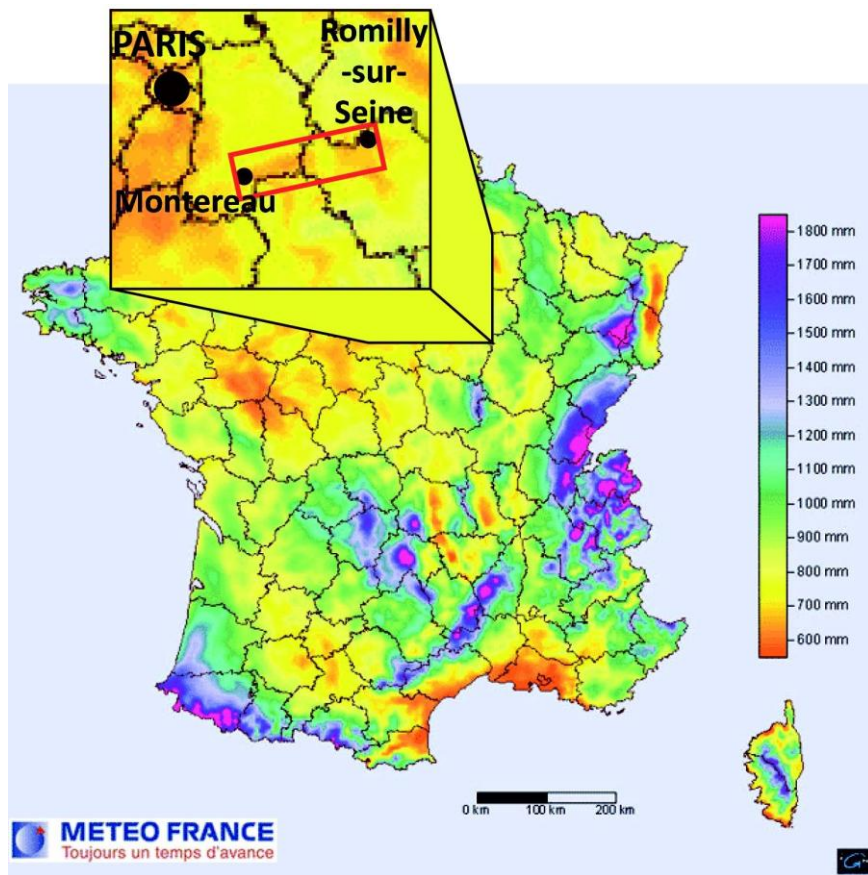


Figure I-8. Cumul annuel des précipitations de 1971 à 2000 (Météo France).
La Bassée est localisée par le rectangle rouge.

L'ensemble des données hydrologiques montre que la Seine est un cours d'eau au régime bien défini qui répond rapidement aux variations climatiques avec une forte modulation liée aux phénomènes d'évapotranspiration.

I.1.4 Conclusions

La plaine de la Bassée est constituée d'alluvions qui remplissent une ancienne vallée incisée dans un substrat crayeux, bordée par des plateaux aux faibles reliefs. Dans ce contexte sédimentaire, les écoulements se font essentiellement par un réseau de surface qui collecte les eaux de ruissellement et par des écoulements souterrains des nappes phréatiques.

L'occupation des sols dans la région de la Bassée traduit directement la nature du substratum avec une prépondérance des forêts et milieux humides dans la plaine alluviale et des cultures sur les terrains calcaires environnants, mieux drainés.

Le régime hydraulique de la Seine, fleuve qui traverse le Bassin parisien, est de type pluvio-océanique. Il est fortement influencé par l'évapotranspiration et le volume des précipitations. Cependant la dynamique de la Seine a été fortement modifiée par l'activité humaine depuis le Paléolithique, sujet qui fait l'objet du chapitre suivant.

I.2 Les Aménagements du cours de la Seine

La plaine de la Bassée et les rives de la Seine ont été occupées dès le Paléolithique (site archéologique de Marolles-sur-Seine) (Mordant, 1992). L'Homme a ainsi laissé une empreinte grandissante sur le tracé et la dynamique de la Seine en liaison avec l'implantation des foyers de population, les pratiques agricoles et industrielles.

Dans la plaine de la Bassée, l'extension conséquente des alluvions a très tôt constitué un environnement propice à l'installation humaine. Les nombreuses études archéologiques menées

depuis les années 1750 ont permis de mettre à jours plus de 500 sites sur lesquels des vestiges de tous types ont ainsi été repérés : habitats, enceintes ou cimetières. D'après ces observations, les premières traces d'aménagements et d'occupation du sol datent au moins du Mésolithique vers -12 000 BP (Mordant, 1992) et peut être même un peu avant (Paléolithique supérieur). Les autres traces d'activité humaine très anciennes sont liées à l'exploitation halieutique dont les témoins très variés vont de pièges à poissons (du Néolithique au Moyen Âge) à des structures d'appontement (période romaine). De nombreux moulins, qu'ils soient pendants ou bateaux, ont également été présents sur la Seine et ses rives de 856 A.C. jusqu'au XVI^{ème} siècle au moins (Berthier, 2009).

Malgré la présence de l'Homme depuis des millénaires dans la plaine de la Bassée, les modifications apportées à la Seine n'ont été importantes qu'à partir des années 1830 avec l'édification d'écluses et de quelques barrages dont l'objectif était de mieux réguler la navigation (Lescure et al., 2011). C'est à partir de 1900 que des ouvrages majeurs visant d'une part à réguler le débit et d'autre part à faciliter la navigation ont été construits. Ces deux points font l'objet de ce chapitre.

I.2.1 Régulation des débits de la Seine

Les grands aménagements du bassin de la Seine ont pour vocation de répondre à plusieurs problématiques :

- **le stockage** pour l'approvisionnement en eau potable, pour l'irrigation et les besoins industriels (alimentation en eau de la centrale de Nogent-sur-Seine) ;
- **l'écrêtement des crues** pour protéger les populations en limitant les risques d'inondation ;
- **le soutien des débits d'étiage** pour la navigation.

Les ouvrages majeurs consistent en des barrages qui permettent de stocker temporairement l'eau, ce qui limite la hauteur des cours d'eau lors des crues et protège la population des risques d'inondation. La décision de leur construction a été prise au cours du XX^{ème} siècle après la crue de 1910 (hauteur d'eau de 8,62 m, Figure I-7). Les conditions ayant conduit à une crue de cette intensité ont été facilement reconnues : des ondes de crue concomitantes de la Seine et de ses affluents dues à des bassins amont aux sols saturés suite à des pluies exceptionnelles les mois précédents.

Une dizaine d'années plus tard, la grave sécheresse de 1921 (270 mm d'eau à Paris contre 625 mm en moyenne) puis la crue de 1924 (hauteur d'eau de 7,32 m, Figure I-7) ont conduit à la mise en place d'un programme d'aménagement du bassin de la Seine en amont de Paris destiné à assurer une protection contre les inondations et un renforcement des débits d'étiage. Ce programme, connu sous le nom des « Grands lacs de Seine », a conduit à la réalisation de plusieurs barrages en amont de Paris entre 1950 et 1990 (Figure I-9).

Les ouvrages construits en amont de la plaine de la Bassée sont des ouvrages en dérivation. Ils n'interrompent pas le flux sédimentaire le long du cours d'eau mais permettent, grâce à des canaux d'aménée et de restitution, de réguler le débit des cours d'eau. On trouve ainsi :

- en dérivation de la Seine, le lac-réservoir d'Orient (1966) à l'est de Troyes. Sa capacité est de 220 millions de m³. Il peut capter par dérivation 180 m³.s⁻¹ et restituer un débit moyen de soutien à l'étiage de 18 m³.s⁻¹ (35 m³.s⁻¹ au maximum) (EBTP, 2013b) ;
- en dérivation de l'Aube, les lacs-réservoirs du Temple et d'Amance (1990) à l'est de Troyes. D'une capacité totale de 183 millions de m³, ils permettent le prélèvement de 135 m³.s⁻¹ lors de fortes crues et offrent un débit moyen de restitution en soutien d'étiage de 14 m³.s⁻¹ (35 m³.s⁻¹ au maximum) (EBTP, 2013c) ;
- en dérivation de la Marne et la Blaise, le lac du Der-Chantecoq (1974) au sud-ouest de Saint-Dizier. Il présente la plus forte capacité, avec un volume de 363 millions de m³. Son canal d'aménée permet de prélever 408 m³.s⁻¹ lors de fortes crues et celui de restitution de fournir en soutien d'étiage en moyenne 30 m³.s⁻¹ (50 m³.s⁻¹ au maximum) (EBTP, 2013d).

Les aménagements à l'aval de la plaine de la Bassée correspondent à un barrage traversant qui modifie la continuité sédimentaire le long du cours de l'Yonne :

- le lac-réservoir de Pannecièrre (1949) se situe au nord de Château-Chinon. D'une capacité de 82 millions de m³, il peut assurer le prélèvement de 75 m³.s⁻¹ lors des crues et restituer un débit moyen de soutien d'étiage de 6,4 m³.s⁻¹ (EBTP, 2013e).

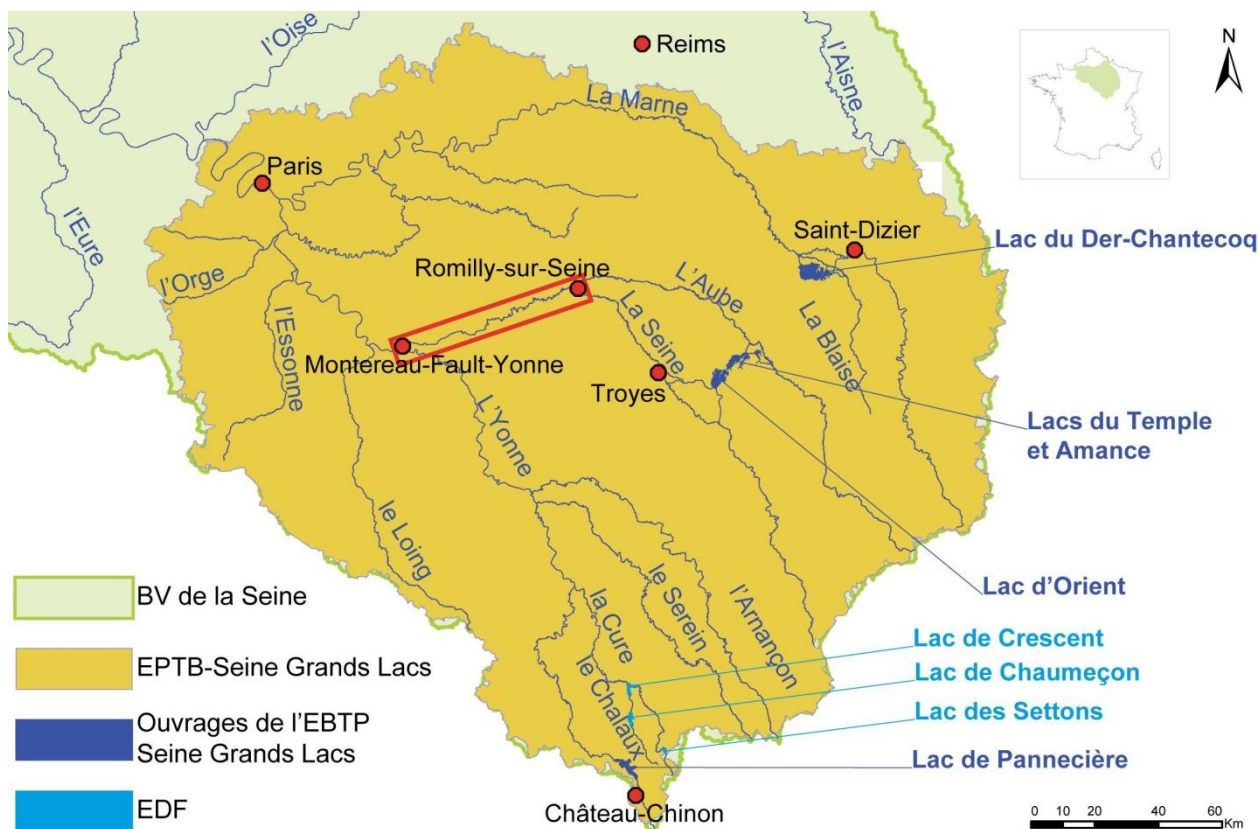


Figure I-9. Carte de l'implantation des lac-réservoirs en amont du bassin versant de la Seine, modifiée d'après (EBTP, 2013e).

Ces lacs sont gérés par l'EBTP et EDF.

En plus de ces lacs-réservoirs, trois lacs de barrages se trouvent sur la Cure et le Chaloux au nord de Château-Chinon. Les barrages des Settons (construction 1861, 19,5 millions de m³, ouvrage destiné à réguler la navigation sur l'Yonne et faciliter le flottage du bois jusqu'à Paris), de Crescent (1932, 14,25 millions de m³, ouvrage à objectif hydro-électrique et approvisionnement en eau potable de la région d'Avallon) et de Chaumecon (1933, 19 millions de m³, usine hydroélectrique) sont des barrages dont le but premier n'est pas de réguler les débits des cours d'eau en Ile-de-France, mais ils y contribuent du fait des larges volumes de leurs retenues, au total 63 millions de m³. Les eaux y sont stockées de novembre à juin afin d'éviter les crues de l'Yonne, puis libérées ensuite.

La capacité de stockage de l'ensemble des lacs-réservoirs avoisine les 760 millions de m³ auxquels on peut ajouter les 60 millions de m³ des lacs de barrages du réseau hydrographique de l'Yonne. Ce volume permettrait de réduire de 70 cm à Paris la hauteur d'eau d'une crue équivalente à celle de 1910 et de fournir avec une gestion optimisée un soutien d'étiage moyen de 68 m³ (au maximum 126 m³).

L'impact de la construction des lacs-réservoirs se retrouve facilement sur les hydrogrammes moyens mensuels à Paris (station Paris-Austerlitz, Figure I-10) construits à partir des données de la Banque Hydro (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>). Le volume des lacs-réservoirs étant très nettement supérieur à celui des lacs de barrage construits sur l'Yonne, nous avons défini les périodes « avant » et « après » construction de ces lacs-réservoirs en nous appuyant sur la date de mise en service du lac-réservoir de Der-Chantecoq (1974) dont le volume représente près de la moitié du volume total des lacs-réservoirs.

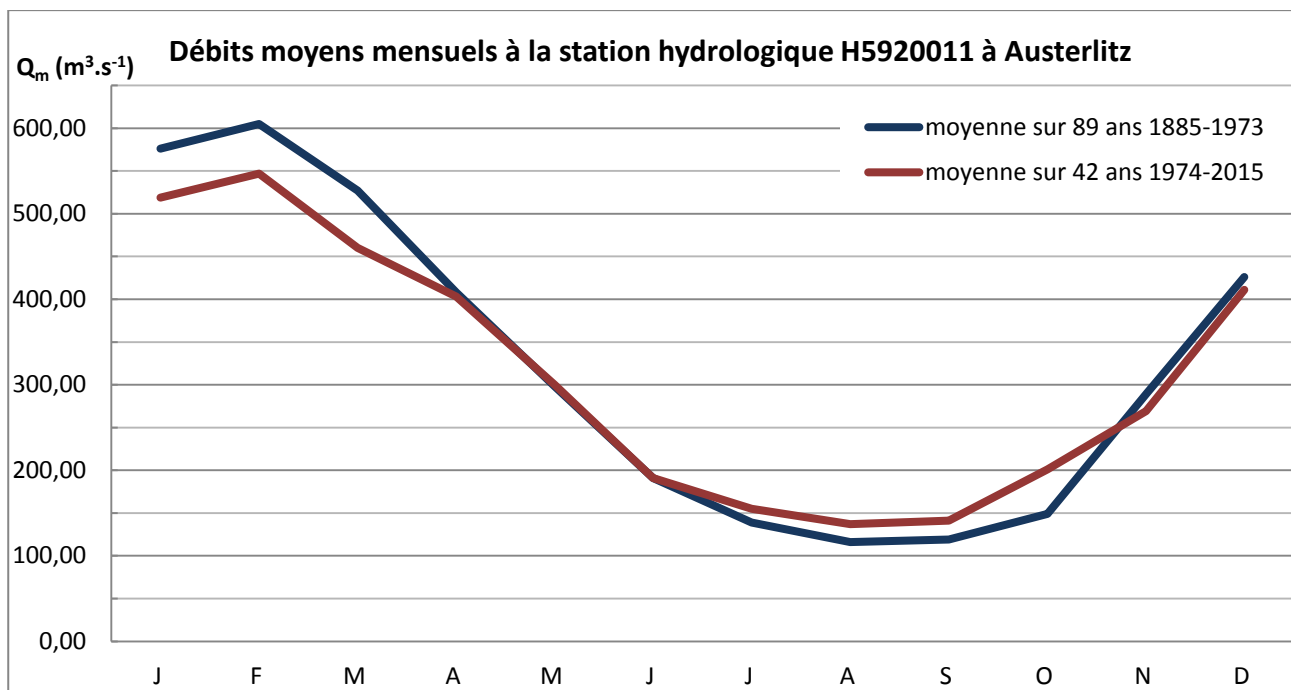


Figure I-10. Hydrogrammes moyens de la Seine à Paris avant (bleu) et après (rouge) la construction du lac-réservoir du Der-Chantecoq (données Banque Hydro).

Pour la période précédant la mise en place des lacs-réservoirs, les moyennes sont calculées sur 89 ans (1885-1973) et pour la période après la mise en service des lacs-réservoirs sur 42 ans (1974-2015). Les hydrogrammes moyens mensuels montrent des tendances similaires (débits maximum en février et minimum en août-septembre). On remarque l'efficacité du rôle des lacs-réservoirs dans l'écrêtement des crues : diminution du pic de crue en février de 605 à 547 m³.s⁻¹ soit une diminution de 9,6 % et dans le soutien d'étiage avec des débits en août qui passent de 116 à 137 m³.s⁻¹, soit une augmentation de 18,1 %.

Un projet de mise en place d'un « casier pilote » est en cours dans la partie aval de la Bassée, entre Montereau-Fault-Yonne et Bray-sur-Seine. Ce type d'aménagement qui n'est pas en contact direct avec le cours d'eau nécessiterait l'excavation d'un certain volume de sédiments de la plaine ou la réhabilitation d'anciennes gravières actuellement en plan d'eau pour créer un dispositif de ralentissement dynamique des crues d'un volume de 10 millions de m³. Son but sera de stocker temporairement une partie des eaux de la Seine grâce à un pompage lors de crues concomitantes de la Seine et de l'Yonne afin de décaler leurs pics de crue à l'amont de Paris. Par la suite les casiers se videront par gravité. La gestion de cet ouvrage demandera une prévision des débits de l'Yonne et de la Seine à 3 jours.

I.2.2 Les aménagements pour la navigation

Les actions entreprises sur le lit mineur du cours de la Seine dans la plaine de la Bassée ont eu pour objectif d'abord de faciliter la liberté de circulation en réglementant les autres activités, puis d'augmenter la durée de navigabilité par accroissement du tirant d'eau.

Jusqu'au milieu du XIX^{ème} siècle, les besoins d'approvisionnement en bois de la ville de Paris sont prépondérants et ne permettent pas de réels progrès de la navigabilité de la Seine, progrès qui ne seront acquis que dans le dernier tiers du XIX^{ème} siècle (Boyer, 2000).

A cette même période, on note le début de l'artificialisation avec le **dragage de certains des hauts fonds** de la Seine entre Nogent-sur-Seine et Montereau-Fault-Yonne (de l'ordre d'une cinquantaine vers 1850, passages guéables de 0,5 m de profondeur) conduisant à l'établissement d'une navigation continue sur ce tronçon de la Seine. De même, la protection des berges constitue un enjeu constant avec la présence des chemins de halage. Celles-ci sont renforcées en aval de Montereau-Fault-Yonne avant 1859 et probablement plus tardivement en amont (Boyer, 2000).

La première phase d'aménagements conséquents se situe entre 1860-1870 avec la mise en service de 12 **barrages mobiles** qui permet de garantir un tirant d'eau de 1,6 m. En amont de Montereau-Fault-Yonne, entre les confluences de l'Yonne et de l'Aube, l'avant-projet de navigation continue de Marcilly-sur-Seine à Montereau-Fault-Yonne ne voit le jour qu'en 1876, alors que cinq barrages étaient déjà construits, soit d'aval en amont : Courbeton sans doute en 1857, La Grande-Bosse en 1857, Vesoult vers 1860, Beaulieu vers 1864, à l'aval de Nogent-sur-Seine et le barrage de Jaulnes et son écluse sont installés en 1886. Ces barrages permettent à la fois d'établir une navigation continue sur l'année mais également d'augmenter le tirant d'eau (passage de 1 m à 2 m en amont de Montereau-Fault-Yonne).

Un autre type d'aménagements correspond **au rescindement de méandres** ce qui permet de raccourcir notablement la distance parcourue mais augmente la pente de la ligne d'eau, nécessitant l'installation d'écluses. Entre 1850 et 1900, trois dérivations seront achevées, soit de l'amont vers l'aval : de Conflans-sur-Seine à Bernières (1858) en amont de Nogent-sur-Seine, de Beaulieu en aval de Nogent-sur-Seine à Villiers-sur-Seine (1885), de Bray-sur-Seine à La Tombe (vers 1900). La résection du méandre conduit à l'abandon rapide de la boucle de méandre (aussi appelé une « bosse » dans la région). Dans la plaine de la Bassée, on trouve la dérivation de Noyen-sur-Seine (1809), des deux méandres de Vesoult (vers 1860), de la boucle de la Grande Bosse (1857) au sud de Saint-Sauveur-lès-Bray et du méandre de Marolles-sur-Seine (1883).



*Figure I-11. Résection artificielle du méandre de Noyen-sur-Seine intervenue entre 1786 et 1828.
A gauche : partie du plan de la paroisse de Noyen-sur-Seine (Berthier, 1786). A droite : partie du tableau
d'assemblage du cadastre napoléonien, 1828 (<http://archives.seine-et-marne.fr/>).*

Au cours des années 1970, des travaux d'élargissement ont conduit à la navigabilité de la Seine de Paris jusqu'à l'écluse de la Grande Bosse (Figure I-12) par des bateaux de large gabarit, dans ce cas des bateaux de classe VI (selon la circulaire N°76-38 – enfoncement de 2m80, longueur des convois de 180 m soit deux grandes barges poussées en flèche et largeur autorisée de 11m40, avec un port lourd compris entre 1 500 et 3 000 t). Au-delà de cette écluse la Seine navigable ne correspond à aucun gabarit standardisé (Verdeaux, 2008).

Ces travaux ont consisté au **creusement de canaux recoupant les méandres** de la Seine qui rendaient difficile la navigation des péniches de large gabarit (Figure I-12) :

- un canal d'une longueur de 13 km a conduit à la suppression d'un train d'une dizaine de méandres raccourcissant le tracé de la Seine de 4 km entre La Tombe et Bray-sur-Seine ;
- un canal de 3 km de long au niveau de Noyen-sur-Seine qui a permis le recouplement d'une série de trois méandres ;

- le creusement du canal de Beaulieu long de 10 km a désenclavé Nogent-sur-Seine en supprimant trois méandres. Sa substitution par un canal de large gabarit a été préfigurée par la construction d'une série de casiers, en rive droite du canal, lors de l'extraction de granulats nécessaires à la construction de la centrale nucléaire de Nogent dans les années 1980 (Verdeaux, 2008).

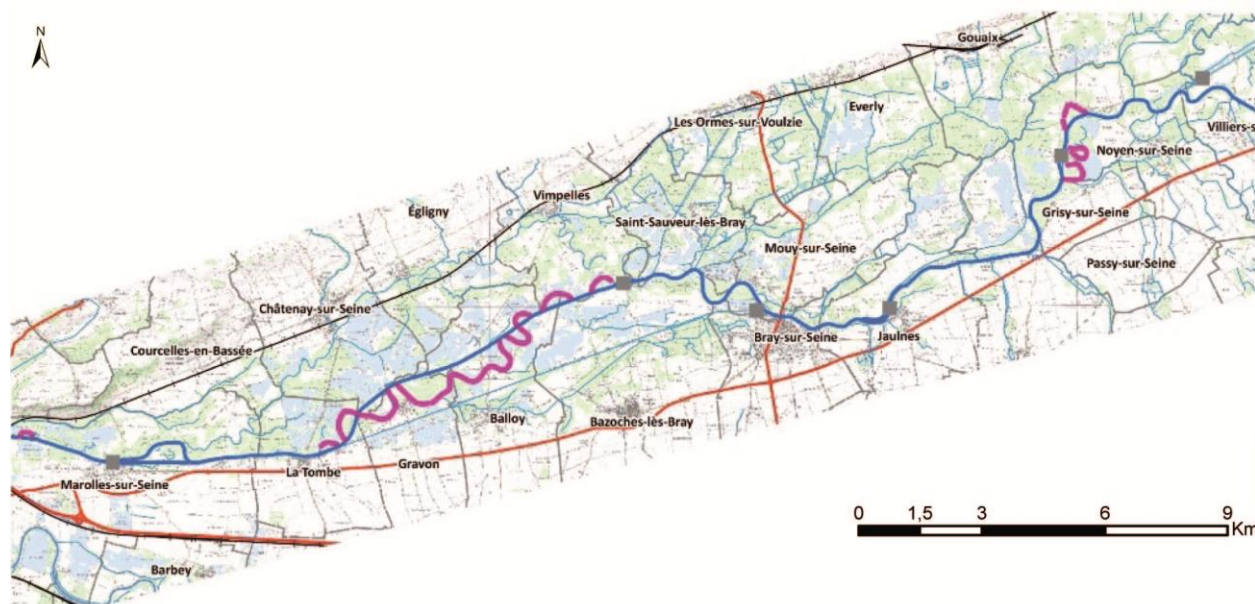


Figure I-12. Carte des méandres dont le tracé a été rectifié entre Montereau et l'écluse de la Grande Bosse (VNF, 2013).

Le passage à la norme « grand gabarit » a eu pour conséquence d'abaisser le niveau du cours de la Seine en réponse à l'élargissement du lit mineur, d'accélérer la vitesse de l'écoulement et de l'onde de crue suite à l'augmentation de la pente, modifications qui contribuent également à l'abaissement du niveau des nappes en basses eaux. Ces aménagements, associés à ceux des lacs-réservoir situés en amont de la plaine de la Bassée, participent à la réduction des risques de crue et d'inondation dans cette zone et à la diminution de la superficie des zones humides.

Les **enrochements de berges** sont ponctuels et variés, ils n'ont pas fait l'objet d'un recensement ou d'une quantification. Ils ont pour but de protéger les berges contre l'érosion en contraignant l'évolution naturelle du cours d'eau mais tous ne sont pas indispensables (VNF, 2013). Ils ne modifient pas au sens propre du terme le tracé mais ils limitent le phénomène naturel de migration de la Seine dans la Bassée.

I.2.3 Conclusions

La présence de l'Homme, attestée depuis le Paléolithique par les nombreux sites archéologiques découverts dans la plaine de la Bassée, a conduit à un aménagement régulier du cours de la Seine au cours des millénaires. Cependant les premiers ouvrages qui ont eu des impacts notables sur la dynamique d'écoulement et de migration du cours de la Seine remontent au milieu du XIX^{ème} siècle avec la multiplication de l'installation de barrages et d'écluses et des rectifications du tracé.

Le XX^{ème} siècle est marqué par des travaux encore plus conséquents avec la création au milieu du XX^{ème} siècle des grands lacs-réservoirs qui influencent directement les débits, en écrétant les pics de crues (diminution de 70 cm par rapport à la crue de référence de 1910) et en soutenant un débit d'étiage suffisant pour la navigation. La divagation naturelle de la Seine a également été fortement limitée par le recouplement de nombreux méandres et quelques enrochements de berges. Ces ouvrages ont ainsi entraîné un raccourcissement de son tracé d'environ 14 km.

Après cette présentation de la Seine et de ses aménagements dans la période historique, nous allons maintenant considérer l'évolution de la plaine de la Bassée sur des périodes plus longues, en relation avec les fluctuations climatiques du Quaternaire supérieur.

I.3 La construction de la plaine de la Bassée – Etat des connaissances

La plaine de la Bassée correspond aux dépôts alluviaux de la Seine sur une période qui s'étend au moins sur plusieurs dizaines de milliers d'années, et très probablement quelques centaines de milliers d'années, comme nous le verrons par la suite. Ces apports sédimentaires reflètent les changements de dynamique du cours de la Seine en réponse aux fluctuations climatiques qui ont jalonné cette période.

Avant de procéder au décryptage des dépôts de la plaine de la Bassée, nous présenterons tout d'abord le contexte climatique qui a régné en Europe de l'Ouest au cours du Quaternaire supérieur (dernier million d'années) et son enregistrement par les cours d'eau. Ensuite, nous examinerons plus en détail l'enregistrement préservé par les cours d'eau du Bassin parisien avant de nous focaliser sur la plaine de la Bassée.

I.3.1 Dynamique climatique depuis le Pléistocène moyen

Nous nous sommes intéressés jusqu'ici aux fluctuations climatiques sur de courtes échelles de temps, allant du mois au siècle. Sur une période plus longue, les derniers 800 000 ans sont marqués par des oscillations climatiques entre des termes extrêmes correspondant à une période chaude, interglaciaire, et une période froide, glaciaire. Celles-ci ont laissé des traces profondes dans l'évolution des paysages aux latitudes tempérées et ont affecté plus particulièrement la dynamique des cours d'eau.

La dynamique climatique actuelle s'installe au cours du Quaternaire, composé de deux époques, le Pléistocène et l'Holocène (Figure I-13). La limite inférieure du Pléistocène, qui a fait l'objet de multiples débats, est actuellement placée à 2,588 Ma (Gibbard and Cohen, 2008; Cohen et al., 2015). Elle correspond à la limite paléomagnétique Gauss-Matuyama, et à l'apparition des premiers cycles de glaciations majeures. L'Holocène s'étend de 11 500 ans cal. BP à nos jours et correspond au dernier interglaciaire.

Les variations climatiques du Quaternaire ont été reconstituées à l'échelle du globe à partir des fluctuations des isotopes de l'oxygène des tests de foraminifères benthiques qui reflètent les fluctuations de la température (Zachos et al., 2001). Pour l'Europe du Nord-Ouest, nous disposons d'une courbe des fluctuations climatiques reconstituée à partir d'enregistrements polliniques qui nous donnent accès aux températures moyennes de juillet (Berendsen, 2005) (Figure I-13). Celle-ci montre des variations de très grande amplitude, au maximum autour de 15°C (transition Saalien/Eémien). Les températures moyennes du mois de juillet oscillent en moyenne entre 10°C en période froide et 20°C en période interglaciaire, soit un écart de 10°C.

Ces fluctuations climatiques présentent plusieurs longues périodes qui ont été reliées **aux cycles astro-climatiques**. A l'échelle globale, Zachos et al. (2001) observent, à partir des enregistrements des isotopes de l'oxygène, que les variations climatiques durant le Cénozoïque suivent une périodicité corrélée avec celle de l'obliquité (oscillation de l'angle de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique entre 22° et 24,5° avec une période de 41 000 ans) jusqu'à 1,2 Ma (Pléistocène moyen). A partir de 1,2 Ma, une transition s'opère vers des cycles à 100 000 ans corrélés avec la période de l'excentricité (variation de l'aplatissement de l'orbite terrestre autour du soleil avec périodes courtes de 100 000 et 400 000 ans) qui sont bien établis dès 800 000 ans (Révolution du Pléistocène Moyen, *MPR*) et sont caractéristiques du Pléistocène supérieur (Pillans and Naish, 2004; Ehlers and Gibbard, 2007). Le passage des cycles de 40 ka à ceux de 100 ka est expliqué par certains auteurs par une influence de la diminution de la pression de CO₂ dans l'atmosphère ou par d'autres par celle de la température des eaux océaniques profondes (Tziperman and Gildor, 2003; Clark et al., 2006). Les périodes principales de 19 000 et 23 000 ans de la précession des équinoxes ne sont pas exprimées de manière nette, mais sont présentes dans le signal.

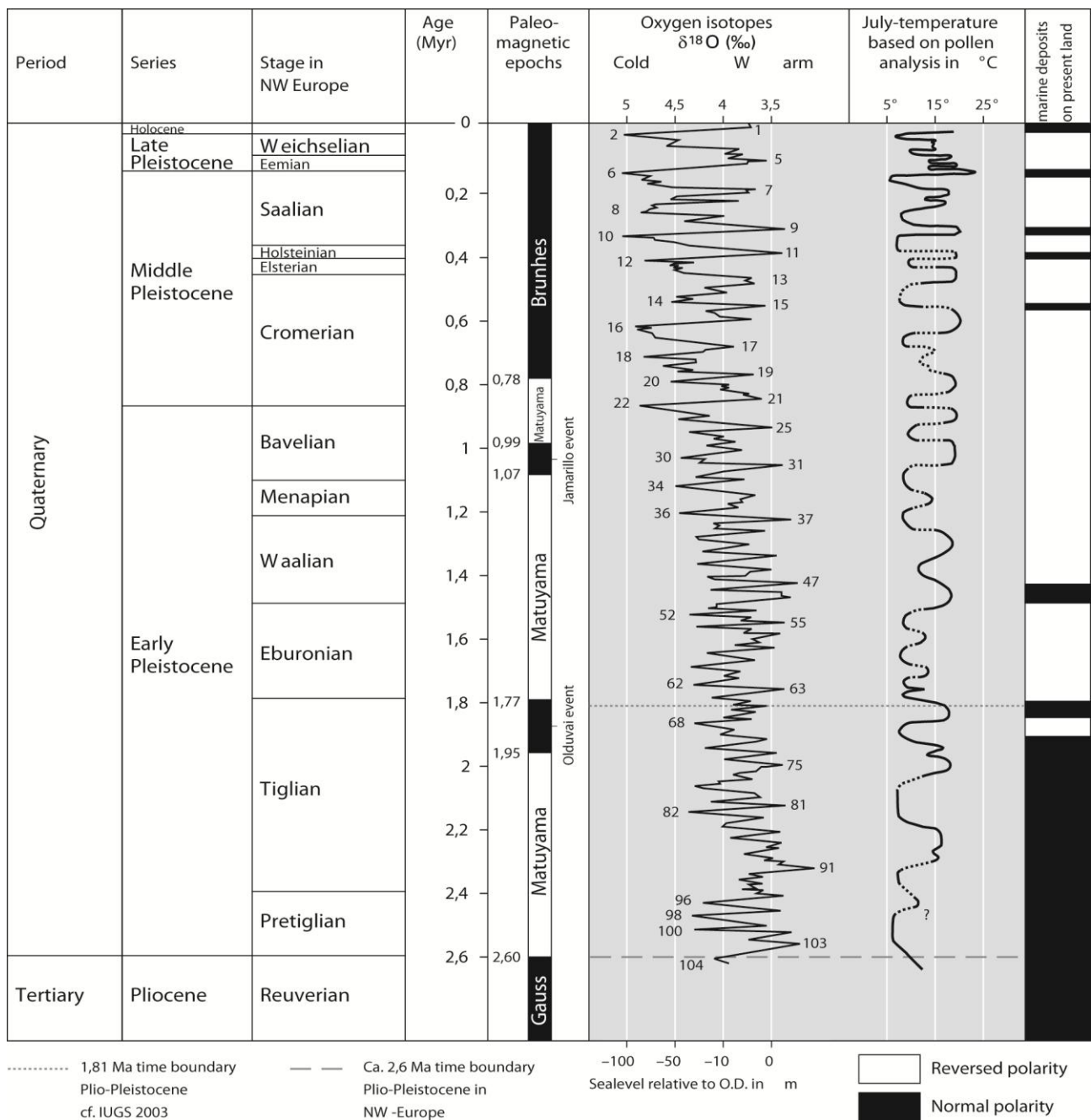


Figure I-13. Echelle paléomagnétique, isotopique et stratigraphique du Quaternaire (Berendsen, 2005).

A cette modulation longue période du climat se surimposent des variations climatiques beaucoup plus brèves comme les oscillations de **Dansgaard-Oeschger** (cycles notés D-O, Dansgaard et al. (1993)). Les cycles D-O correspondent à un réchauffement rapide (5-8°C en 50 ans) suivi d'un refroidissement régulier sur quelques centaines d'années (Schulz et al., 1999; Schulz, 2002). Pour certains auteurs, les cycles D-O se produisent avec une période de 1470 ans, alors que pour d'autres ils suivraient plutôt un processus de Poisson (Schulz, 2002).

Les évènements de **Heinrich** (notés H ou He) (Heinrich, 1988; Elliot et al., 1998) correspondent à des coups de froid précédant les cycles D-O, mais qui ne sont pas identifiés sur l'ensemble des cycles D-O (Figure I-14). La durée moyenne de ces évènements est de 1000 à 2000 ans. La succession de stades et interstades D-O entre deux évènements de Heinrich définit un **cycle de Bond** (Bond et al., 1999).

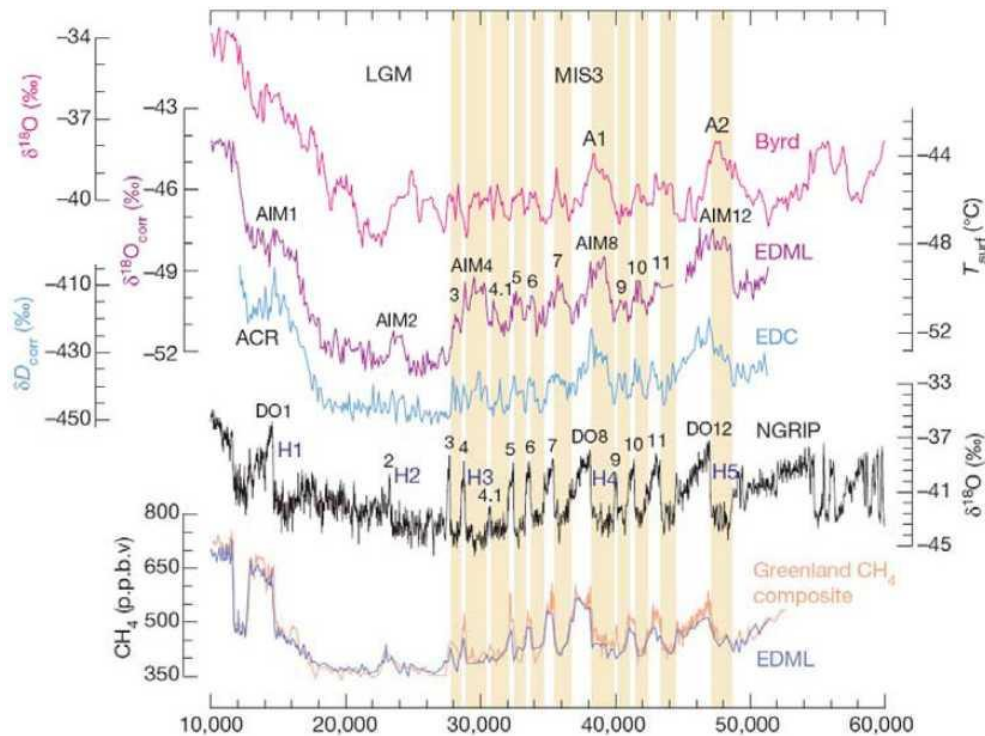


Figure I-14. Corrélation de la variabilité climatique enregistrée au cours de la dernière période glaciaire dans les carottes de glace Antarctique (EDML, EDC et Byrd) et Groenlandaise (NGRIP) (EPICA, 2006) (Toucanne, 2008).
On note l'identification de douze cycles D-O et cinq évènements de Heinrich.

I.3.2 Enregistrement par les cours d'eau de l'Europe du Nord-Ouest

Au cours du Pléistocène moyen, le climat a connu plusieurs refroidissements très importants dont nous présentons les deux dernières glaciations majeures que nous utiliserons dans le cadre de notre étude : celle de l'**Elstérien** et celle du **Saalien** qui comporte plusieurs coups de froid (Figure I-13). La dernière glaciation connue remonte quant à elle au Pléistocène supérieur, il s'agit de la glaciation Weichsélienne (-128 ka à -12 ka).

I.3.2.1 Dynamique climatique au cours du Pléistocène moyen supérieur

Cette période est marquée par l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires qui modifient profondément l'extension des zones englacées et la végétation.

Pendant les périodes froides, de grandes calottes glaciaires s'étendent jusqu'en Europe du Nord favorisant l'installation en bordure de celles-ci de climats périglaciaires. Les grandes glaciations reconnues sont au nombre de trois :

- **l'Elstérien** (-460 ka à -420 ka), correspond à la période d'extension maximale de la calotte glaciaire. Celle-ci s'étend jusqu'au-dessus de 50° de latitude Nord (Gijssels, 2006; Ehlers and Gibbard, 2007; Lee et al., 2012) soit au sud de l'Irlande et de l'Angleterre. Elle recouvre ainsi une partie des Pays-Bas, de l'Allemagne et de la Pologne (Böse et al., 2012). Au sud de cette limite, les glaciers de montagne ont également des dimensions imposantes. En France, ils s'étendent sur une large partie des Alpes, des Pyrénées, du Massif Central et des Vosges. Le niveau de la mer, plus bas que le niveau actuel de l'ordre d'une centaine de mètres, découvre le plateau continental entre la France et l'Angleterre (Figure I-15). La Manche est alors parcourue par un grand fleuve qui se jette dans l'Atlantique et collecte les eaux de la Seine, la Somme, la Tamise, le Rhin et la Meuse (Antoine, Lautridou, et al., 2000) ;
- **le Saalien** (-238 ka à -128 ka) correspond à la seconde glaciation la plus importante après celle de l'Elstérien. Une large calotte s'étend sur le nord-ouest de l'Europe mais descend moins au sud que celle de l'Elstérien puisque qu'elle n'atteint pas le sud de l'Irlande ni de l'Angleterre. Au cours du Saalien, deux avancées majeures de la calotte glaciaire sont identifiées. La

première au Saalien ancien – glaciation du Drenthe – et la seconde au Saalien récent – glaciation du Warthe (Figure I-15). L’extension de la calotte glaciaire sur la partie septentrionale de la Mer du Nord, comme lors de la glaciation précédente, force les eaux du Rhin à s’écouler vers la Manche ;

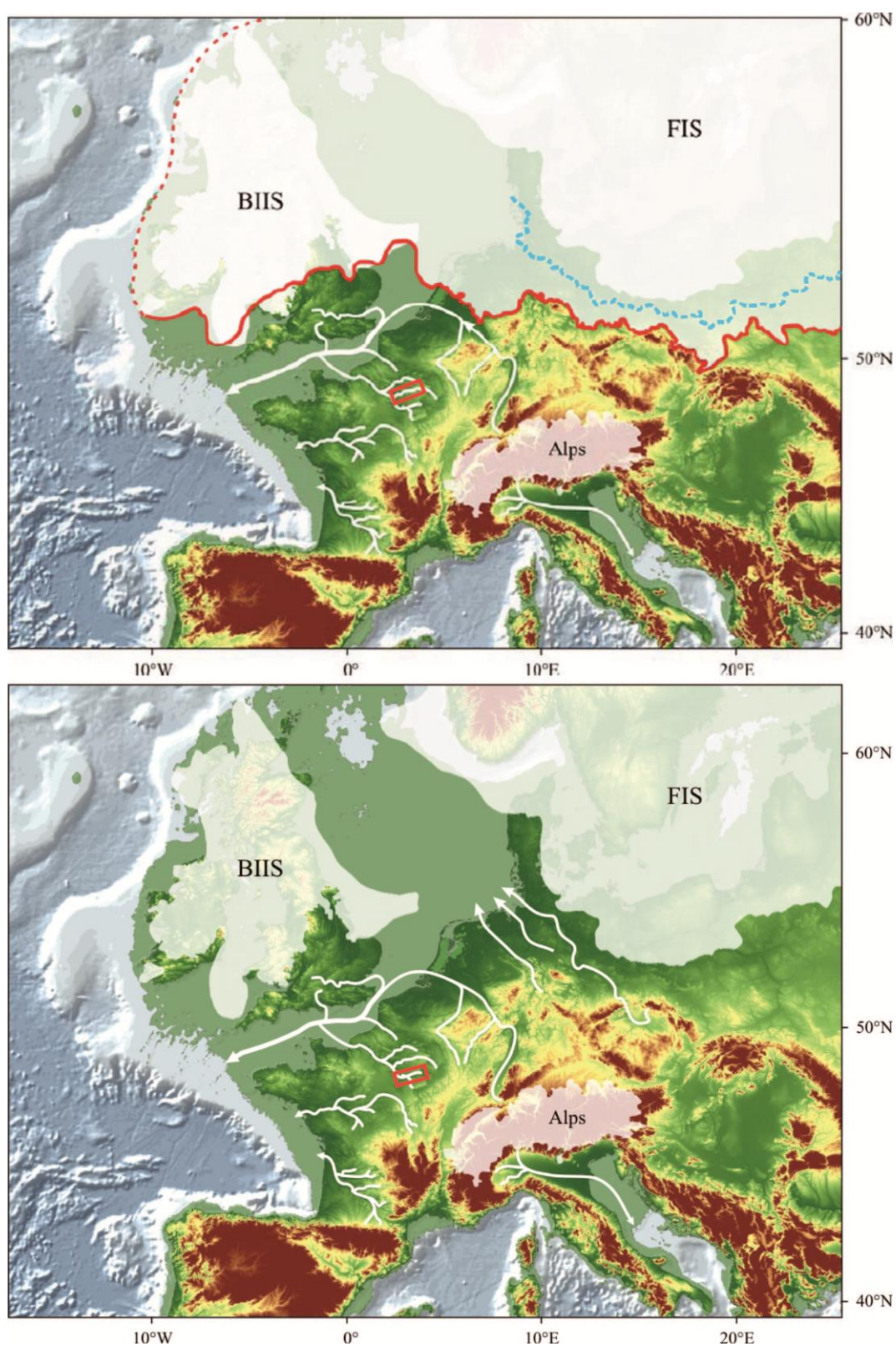


Figure I-15. En haut : extension maximale de la calotte glaciaire au Saalien (rouge = Drenthe et bleu = Warthe), en bas : extension maximale de la calotte glaciaire au Weichsélien [d’après Ehlers and Gibbard (2004)]. Le rectangle rouge localise la Bassée.

- le **Weichselien** (-116 ka à -12 ka) s'établit après l'interglaciaire Eémien. Il s'agit de la dernière période glaciaire reconnue dont l'ampleur est moindre que celle des précédentes glaciations. La calotte glaciaire présente sur le nord de l'Europe est ainsi divisée en deux inlandsis, l'un sur les îles britanniques et le second sur la Scandinavie. Ces deux inlandsis se sont réunis autour de -30 jusqu'à -22 ka environ (Sejrup et al., 1994, 2000). Ce laps de temps correspond au maximum de froid et d'aridité caractérisant le **Pléniglaciaire supérieur** (*LGM : Late Glacial Maximum*). La Mer du Nord est libre de glace à partir de -22 ka. A partir de -20 ka, on observe un recul des calottes glaciaires avec une accélération significative autour de -18 ka. Les glaciers se limitent aux massifs d'Europe centrale et aux Alpes. Après -22 ka, la végétation change, mais malgré l'amélioration du climat, de grandes surfaces restent dénudées et le pergélisol (sol dont la température en profondeur ne dépasse pas 0°C sur l'ensemble de l'année) subsiste de manière non négligeable. Deux phases de reprise de la croissance des calottes correspondent à l'évènement de Heinrich 1 (-16, 5 ka) et à celui du Younger Dryas (-12,7 ka cal. BP). Au cours du Weichsélien, la Manche continue, suite à la baisse du niveau marin qui conduit à son exondation, à drainer les cours d'eau que sont le Rhin, la Tamise, la Somme et la Seine. La glaciation Weichsélienne se termine vers -11,5 ka cal. BP avec le réchauffement Tardiglaciaire qui annonce le début de l'interglaciaire actuel Holocène qui fait l'objet d'un traitement spécifique dans la partie I.3.2.2 (Pastre et al., 2000; Antoine et al., 2007).

Lors de ces périodes froides, dans les régions situées à l'avant du front de la calotte glaciaire, règne un climat périglaciaire caractérisé par un gel hivernal prolongé et intense et un dégel estival. Sous ce climat, le pergélisol (*permafrost*) est présent sous forme continue ou discontinue sur une très grande partie de la France. Au cours de cette période relativement sèche, seule une végétation rase et buissonnante de type toundra peut se développer (Mol et al., 2000).

Les données sur les interglaciaires qui se situent entre ces périodes froides (Holsténien, Eémien) indiquent que les conditions climatiques pendant ces périodes interglaciaires étaient probablement assez comparables à celles de l'Holocène :

- durant l'**Eémien**, interglaciaire entre l'Elstérien et le Saalien, la période la plus chaude s'est située de -125 ka jusqu'à -116 ka. Les conditions climatiques, plus chaudes et plus humides qu'actuellement, ont permis l'extension de la forêt plus au nord qu'aujourd'hui. Le niveau marin était plus élevé de l'ordre d'environ 7-8 m (MIS 5e) (Antoine et al., 1998) ;

- l'**Holsténien** représente un interglaciaire assez long, d'environ 50 ka, pendant lequel des forêts tempérées se sont développées en Europe du Nord-Ouest, témoins de conditions plus chaudes qu'aujourd'hui relativement stables au long de cet interglaciaire (Koutsodendris et al., 2010).

Lors des interglaciaires, le couvert végétal est beaucoup plus dense avec de larges espaces boisés. Les changements de couvert végétal et de températures entre périodes glaciaires et interglaciaires vont largement influencer les conditions hydrologiques (ruissèlement et infiltration), l'érosion des sols (gélifraction, protection par la couverture végétale) ainsi que l'évapotranspiration modifiant compétence et capacité des cours d'eau.

I.3.2.2 Dynamique climatique au cours de l'Holocène

La glaciation weichsélienne se termine vers -13,9 ka cal. BP (Tableau I-1), avec le réchauffement **Tardiglaciaire** (Dryas ancien : -18 270 jusqu'au Dryas récent : -11 490 ans cal. BP) qui annonce le début de l'interglaciaire actuel : l'**Holocène**.

Tableau I-1. Limites admises pour les chronozones du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Argant et al., 2011).

Chronozones	Date BP du début	Date BP de la fin	Date cal. BP du début	Date cal. BP de la fin
Subatlantique	2700	0	2835	0
Subboréal	4700	2700	5450	2835
Atlantique récent	6000	4700	6850	5450
Atlantique ancien	8000	6000	8835	6850
Boréal	9000	8000	10085	8835
Préboréal	10000	9000	11490	10085
Dryas récent	10800	10000	12710	11490
Allerød	11800	10800	13600	12710
Dryas moyen	12000	11800	13900	13600
Bolling	12700	12000	15075	13900
Dryas ancien	15000	12700	18270	15075

Le Tardiglaciaire correspond globalement à une période de radoucissement au sein de laquelle, en Europe du Nord, plusieurs sous-périodes séparées par deux coups de froid (le Dryas moyen - Dryas II - et le Dryas récent - Dryas III) ont été identifiées à l'aide des données palynologiques (Van Geel et al., 1989; Argant et al., 2011). La végétation arbustive qui se développe au cours de cette période se compose principalement de genévriers et d'armoise. Le radoucissement climatique initié au Tardiglaciaire conduit à l'installation, sous nos latitudes, du climat tempéré que l'on connaît aujourd'hui. Au cours de l'Holocène, les températures sont relativement stables. En effet, l'amplitude des températures associées aux fluctuations climatiques observées sont de l'ordre $\pm 1^\circ\text{C}$ par rapport à celles actuelles (Figure I-16).

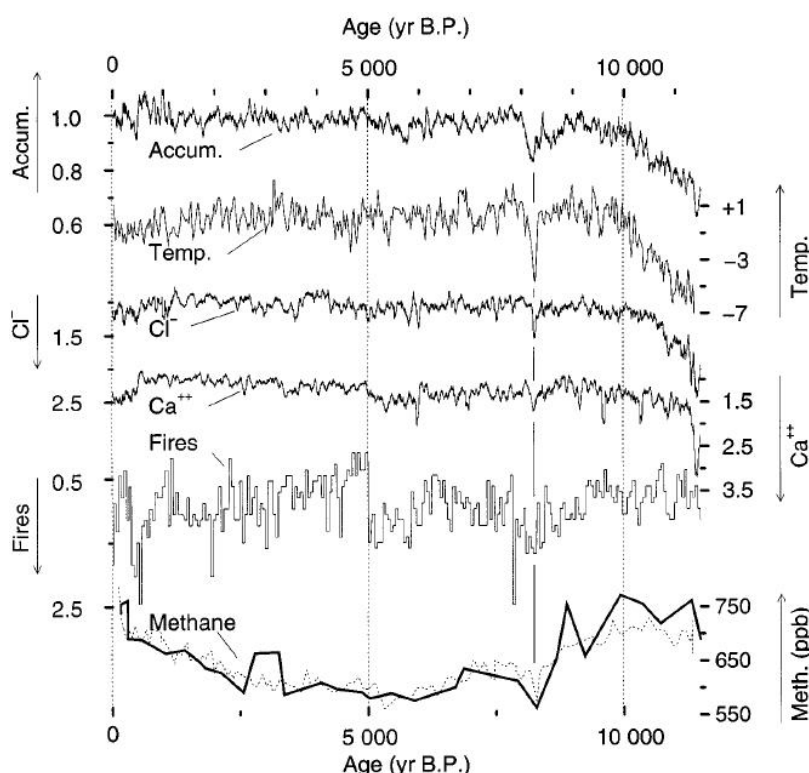


Figure I-16. Variations de température et autres proxys climatiques au cours de l'Holocène, d'après les données du forage GISP2 au Groenland (Alley et al., 1997).

Les six épisodes les plus froids initialement identifiés (Mayewski et al., 2004) ont été réduits à quatre dans des études plus récentes (Dergachev et al., 2007) :

- le premier de -8 400 à -8 000 ans cal. BP, centré sur -8 200 ans cal. BP, correspond à l'épisode le plus froid de l'Holocène (**le Boréal**), appelé « **8 200-yr cold event** » (Alley et al., 1997). Cet

événement froid s'exprime au nord et à l'ouest de l'Europe par un climat froid et humide avec des événements climatiques extrêmes comme des crues, des glissements de terrains et des avalanches. Ce changement abrupt serait dû à une modification de la circulation thermohaline (Dergachev et al., 2007) ;

- après une période d'amélioration (**Older Atlantic**), les conditions se sont détériorées à nouveau entre -5 600 et -5 300 ans cal. BP (**Younger Atlantic**). Le climat s'est refroidi et/ou est devenu plus humide comme en témoignent les hauts niveaux lacustres observés sur les rives du lac de Constance (Allemagne, Suisse, Autriche) (Magny et al., 2003, 2006) ;

- l'épisode suivant de détérioration se situe entre -2 800 ans et -2 500 ans cal. BP (**Older subatlantic**). Le climat est alors devenu plus froid et plus humide (Dergachev et al., 2007) ;

- le dernier épisode identifié s'étend de 1 303 à 1 860 A.D. Le climat de l'Holocène est une dernière fois marqué par un événement brutal froid que nous connaissons sous le nom de « **Petite ère glaciaire** ou **Petit âge glaciaire** » au sein duquel trois phases de dégradation maximum ont été identifiées : de 1 303 à 1 380, de 1 560 à 1 600 et de 1 815 à 1 860. Cette péjoration climatique s'exprime de la même manière que l'évènement froid centré sur - 8 200 ans cal. BP par des événements climatiques extrêmes comme des crues, des glissements de terrains et des avalanches. La calotte glaciaire atlantique s'étend, les étés sont nettement plus froids, les précipitations soutenues et les glaciers de montagnes progressent (Le Roy Ladurie, 1967; Groove, 2002).

I.3.2.3 Dynamique hydrologique au cours d'un cycle glaciaire

Les nombreuses études sur les cours d'eau de l'Europe du Nord-Ouest depuis les travaux pionniers de Davis (1896, 1899), puis ceux de Leopold and Wolman (1957), ont conduit à la construction d'un schéma d'évolution de la dynamique des cours d'eau qui a été synthétisé comme suit (Bridgland and Westaway, 2008; Bridgland et al., 2009) :

- **au début du refroidissement, les cours d'eau incisent leur substratum** (Phase 1, Figure I-17). Cette incision est favorisée d'une part, par une augmentation du débit du cours d'eau suite à un accroissement du ruissellement du fait d'un pergélisol permanent et de la faible emprise racinaire des végétaux ; et d'autre part, par le faible volume de matériel produit par l'érosion ;

- **au cours du refroidissement**, les cours d'eau charrient et déposent de larges volumes de sédiments qui contribuent à la **construction des plaines alluviales** (Phase 2, Figure I-17). La différence majeure avec le début du refroidissement correspond à des processus de cryoclastie très efficaces, qui fragmentent les massifs rocheux, libérant ainsi de larges volumes de sédiments, plus particulièrement pendant les périodes de dégel au printemps (débâcles). Pour des conditions de ruissellement équivalentes à celle du début du refroidissement, l'augmentation de la charge solide du cours d'eau fait que la capacité maximale de transport de sédiments est atteinte, entraînant le dépôt de volumes conséquents d'alluvions qui vont contribuer à la construction des plaines alluviales dans les vallées incisées occupées par des cours d'eau en tresse ;

- **à la fin de la période de refroidissement, le Pléniglaciaire**, les cours d'eau **remanient les sédiments de la plaine alluviale** (Phase 3, Figure I-17). En effet, lorsque la période froide est bien installée, les conditions hydriques sont plus sèches et la disponibilité des sédiments dans le bassin est moins grande. Au cours de cette période de stabilité, le Pléniglaciaire, l'activité des systèmes fluviaux contribue au refaçonnement de la plaine alluviale construite par les dépôts alluviaux des systèmes en tresse de début de période froide par des systèmes en tresse moins énergétiques ;

- **à la transition glaciaire-interglaciaire, les cours d'eau incisent les dépôts de la plaine alluviale** (Phase 4, Figure I-17). Le moteur de cette incision est l'augmentation du débit liquide suite à la fonte du pergélisol et des neiges entraînant de grandes débâcles. Ce fort débit liquide génère un potentiel érosif très important qui n'est pas compensé par la disponibilité des

sédiments, les conditions de gélifraction diminuant et les sols étant stabilisés par l'implantation d'une végétation plus dense ;

- **pendant la période interglaciaire**, les cours d'eau adoptent un style méandrique qui contribue au remaniement des dépôts de la phase froide au cours du balayage de sa bande active par migration ou avulsion. Les conditions sont favorables à **un léger alluvionnement** dans la bande active qui se situe en contre bas dans la plaine alluviale (Phase 5, Figure I-17). Celui-ci se produit au cours des crues de débordement en réponse à des fluctuations autour de conditions d'équilibre entre débits liquide et solide.

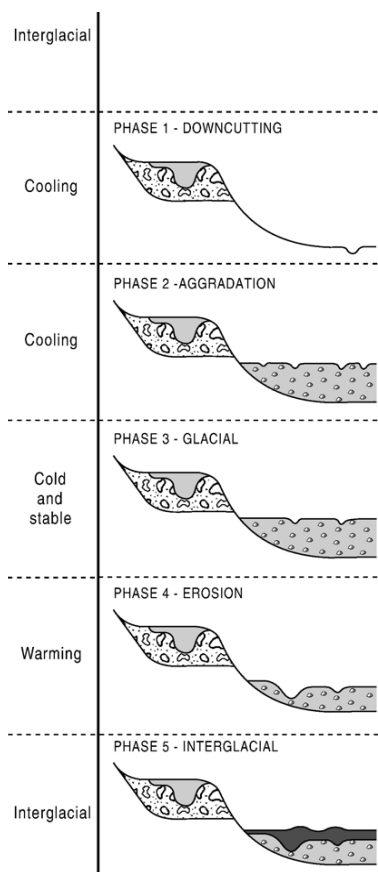


Figure I-17. Modèle de formation des terrasses en réponse aux cycles climatiques à 100 000 ans (Bridgland and Westaway, 2008).

Dans leur comparaison des séquences de terrasses qui bordent les cours d'eau européens, Bridgland and Westaway (2008) montrent que l'étagement des terrasses reflète une surrection tectonique, mais que leur formation cyclique semble liée aux fluctuations climatiques. Ils proposent un modèle dans lequel chaque cycle glaciaire-interglaciaire contribue à la création de deux nappes alluviales emboîtées. La surrection tectonique contribue à l'étagement de ces nappes donnant ainsi naissance à ces ensembles de terrasses étagées (Figure I-18).

L'influence climatique est cependant plus complexe. Les auteurs observent une accélération des taux d'incision autour de -800 ka qu'ils mettent en relation avec l'intensification des glaciations lors du passage à des cycles glaciaire-interglaciaire à 100 ka.

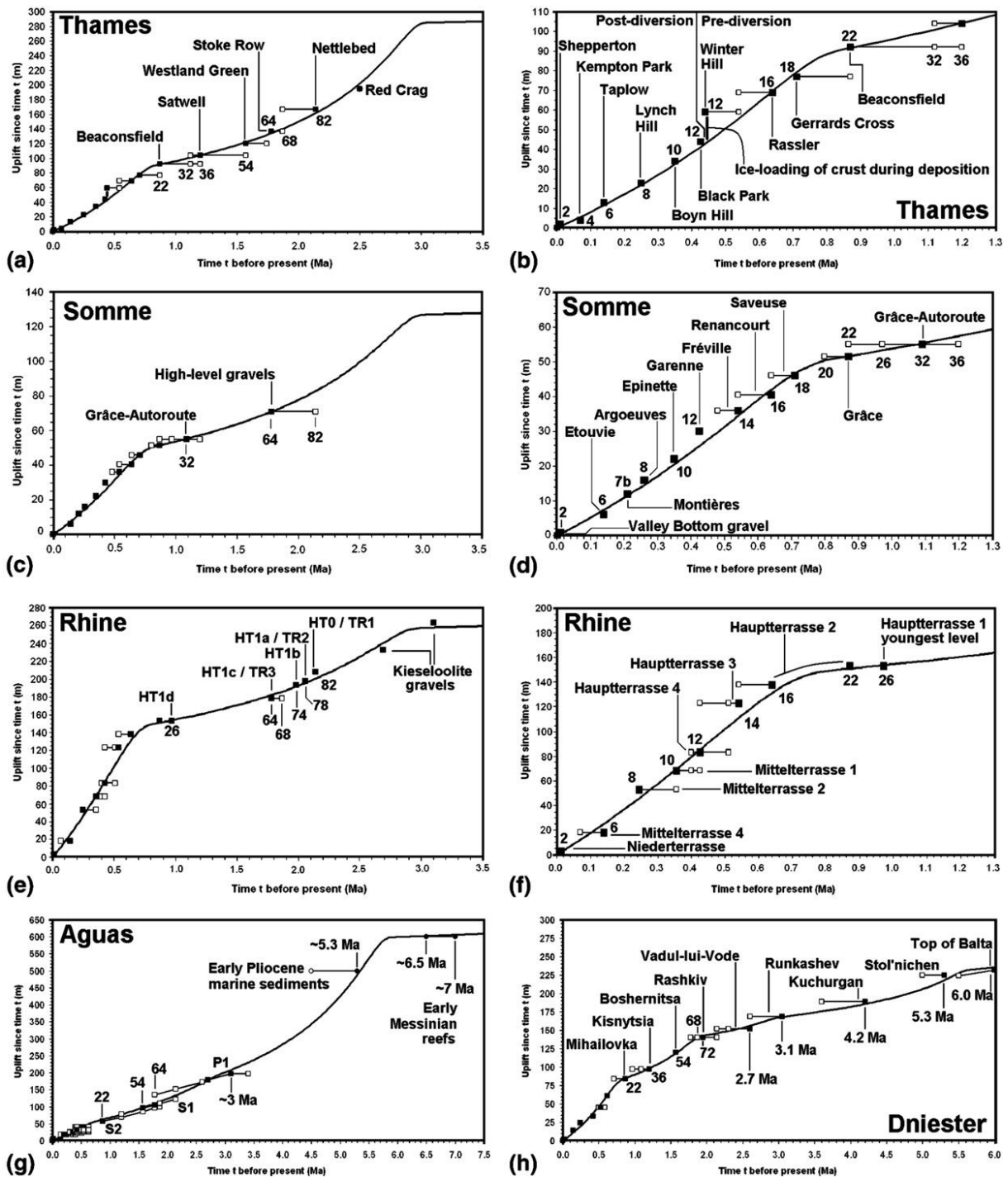


Figure I-18. Comparaison des taux de surrection de certains systèmes fluviaux européens déduits des différentes terrasses (Bridgland and Westaway, 2008).

a) et b) Taux de surrection à longue et courte échelle de temps de la Tamise (Royaume-Uni), c) et d) de la Somme (France), e) et f) du Rhin (Allemagne), g) de l'Aguas (Espagne) et h) de la Dniester (Ukraine). Les carrés noirs indiquent les solutions choisies d'un modèle et en blanc les autres solutions possibles pour chaque terrasse.

Sur l'intervalle de temps le plus récent qui couvre le Tardiglaciaire et l'Holocène, nous possédons des enregistrements très détaillés qui décrivent finement l'évolution des grands cours d'eau du Bassin parisien (Figure I-19) (Somme (Antoine, 1997a, 1997b; Antoine, Fagnart, et al., 2000; Antoine, Lautridou, et al., 2000), Marne (Le Jeune et al., 2012), Seine amont (Pastre et al., 2000, 2003)). La présentation de ces enregistrements s'appuie sur les éléments présentés dans les articles cités ci-dessus :

- la fin du Pléniglaciaire est marquée par une période de sédimentation éolienne qui s'étend largement dans les vallées, recouvrant les graviers périglaciaires (présence au nord du Bassin parisien). Pendant cette période aride, les cours d'eau en tresse présentent un réseau de bras séparés par des îlots constitués de barres graveleuses. La dynamique fluviale est essentiellement régie par les débâcles de printemps. Cette période se termine vers -18 ka cal BP ;

- **la base du Tardiglaciaire** est souvent mise en parallèle avec le début du Bölling, soit autour de 15 075 ans cal. BP car celui-ci est facilement identifié sur le terrain à partir de plusieurs critères : **le passage d'un système fluvial en tresse à un système en méandres et une incision des dépôts périglaciaires**. Ces observations traduisent l'adaptation de la dynamique fluviale aux modifications liées au réchauffement climatique, en particulier la diminution des apports sédimentaires suite à la stabilisation du paysage par la végétation. Tout au long du Bölling, des dépôts limoneux-tourbeux s'accumulent dans les chenaux. Cette production et préservation de la matière organique ont été très probablement favorisées par des conditions climatiques plus chaudes et humides ;

- **la fin du Bölling** est marquée par une augmentation des apports détritiques qui forment des lits peu épais parfois érosifs recouvrant les dépôts tourbeux du Bölling. Ces dépôts de faible épaisseur sont rapportés à l'épisode froid du **Dryas II**. Les données palynologiques montrent une diminution des arbustes et arbrisseaux dans ces niveaux. La dynamique sédimentaire à l'Allerød reste très semblable à celle du Bölling. Ces dépôts sont partiellement érodés puis recouverts de limons calcaires attribués au **Dryas récent** (Dryas III). Cet épisode correspond à une péjoration climatique qui marque le passage entre l'Allerød et le Préboréal, premier terme de l'Holocène ;

- **l'Holocène débute avec le Préboréal** dont la base correspond à **une surface d'incision** de la plaine alluviale **par un système à chenal unique méandriforme**. Cette phase d'incision est observée non seulement dans le Bassin parisien mais également sur l'ensemble des cours d'eau d'Europe du Nord-Ouest (Vandenberghé et al., 1994). Cette incision correspond à une diminution de la charge solide des cours d'eau suite au développement de la végétation avec l'amélioration climatique. Les dépôts du Préboréal se caractérisent par une augmentation de la fraction organique associée à une baisse de la fraction détritique ce qui entraîne un colmatage des chenaux et **le passage d'un cours méandriforme à chenal unique à des chenaux de bordure au Boréal** ;

- **la transition du Boréal-Atlantique** est caractérisée par une **ré-incision** des lits des cours d'eau pouvant entraîner un hiatus partiel ou total du **Boréal** ou de **l'Atlantique ancien** (Pastre et al., 2003) ;

- **le Subboréal** est marqué par des changements plus en liaison avec les effets des **défrichements** qu'avec les fluctuations climatiques (légère baisse des températures et augmentation des précipitations). Cette période se caractérise par une augmentation des écoulements et une réactivation des tourbières (Bravard, 1990) ;

- **le Subatlantique** correspond à un fort taux de sédimentation dans la plaine d'inondation, avec une valeur 2 à 3 fois supérieure à celui de la première moitié de **l'Holocène** (Piana et al., 2009). Les **traces d'anthropisation**, apparues dès **l'Atlantique**, sont alors bien marquées et se retrouvent dans les diagrammes polliniques avec la diminution des pollens d'arbres et arbustes et l'apparition de ceux de céréales. **Les dépôts argilo-limoneux** témoignent, dans un contexte hydrologique calme, de ces défrichements et de la déstabilisation des sols qu'ils induisent.

L'Holocène est clairement marqué par une sédimentation fine déposée par des systèmes méandriformes, contexte qui contraste avec celui du Pléniglaciaire où les cours d'eaux adoptent un style en tresse et charrient des graviers.

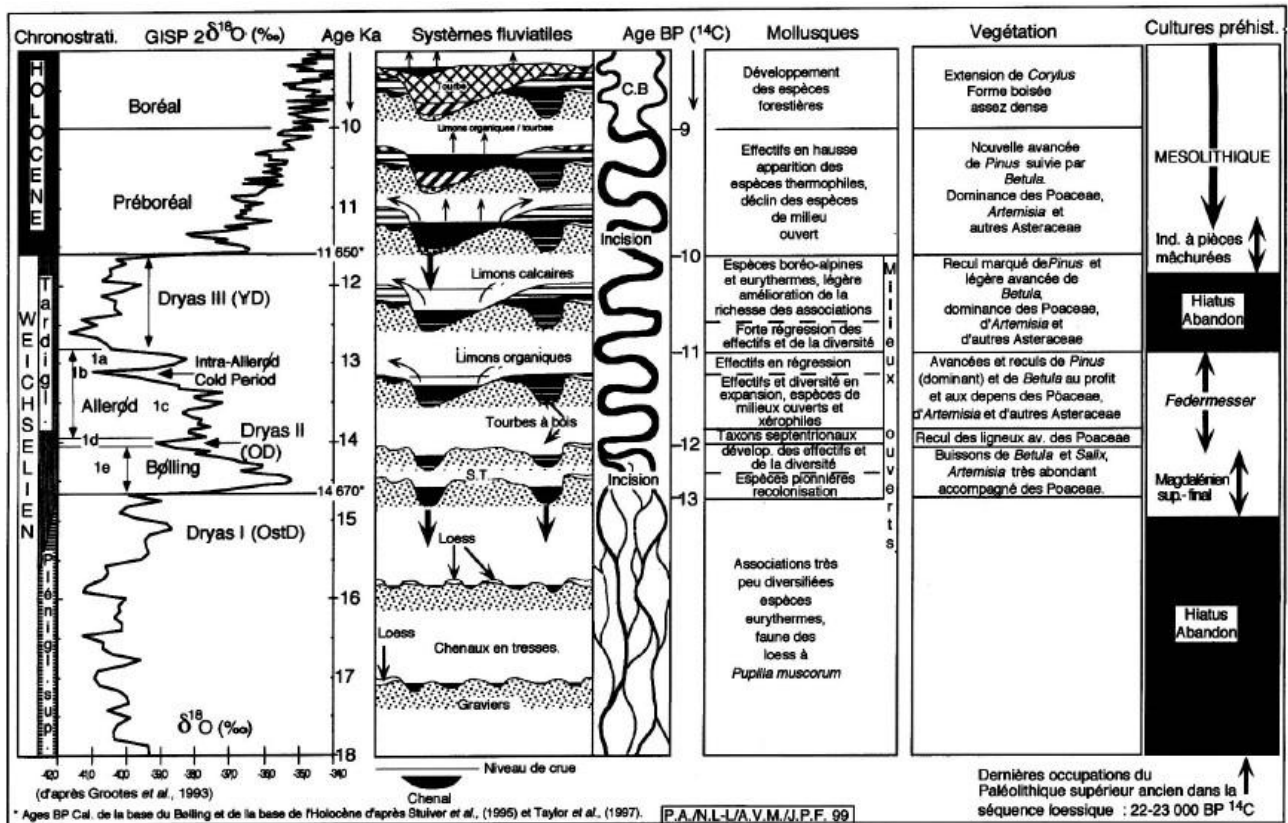


Figure 1-19. Evolution morpho-sédimentaire du fond de la vallée de la Somme depuis le Pléniglaciaire (Antoine, Fagnart, et al., 2000).

I.3.3 Archives fluviales dans le Bassin parisien

Comme nous avons pu le voir dans la synthèse proposée par Bridgland and Westaway (2008), et dans la reconstitution de la dynamique des cours d'eau au cours de l'Holocène, la Somme sert très souvent de référence pour le Bassin parisien. C'est effectivement le cours d'eau dont les terrasses ont été les plus étudiées et dont la chronologie est bien contrainte par de nombreuses datations.

Les terrasses du réseau de la Seine ont également fait l'objet de datations qui permettent de proposer des corrélations avec les terrasses de la Somme (Antoine et al., 2007) (Figure I-20). Dans ce qui suit nous présentons les trois zones pour lesquelles des données sont disponibles : le cours aval de la Seine (Lautridou et al., 1999) et deux affluents de la Seine, l'Yonne et l'Aube (Voinchet, Brulhet, et al., 2015), tout en nous appuyant sur la synthèse proposée par Antoine et al. (2007).

Après une analyse détaillée des nappes alluviales préservées dans la plaine de la Bassée, nous nous appuyerons sur les données stratigraphiques des nappes alluviales de l'Yonne, proche affluent présentant un jeu de terrasses très complet, afin de proposer un cadre stratigraphique pour les nappes alluviales de notre zone d'étude.

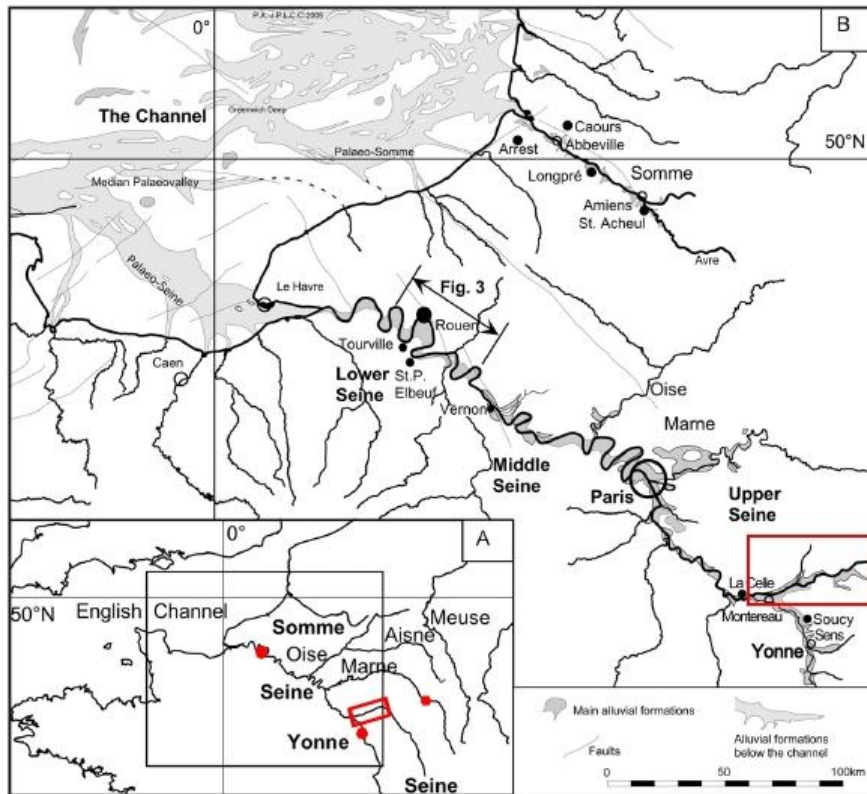


Figure I-20. Localisation des vallées de la Somme, de l'Yonne et de la Seine en Europe du Nord-Ouest (Antoine et al., 2007).

Les points rouges correspondent aux trois zones comparées dans ce chapitre, et le rectangle rouge situe la plaine de la Bassée.

I.3.3.1 La chronologie de l'étagement des nappes alluviales des cours d'eau du Bassin parisien

Le système de terrasses de la Somme présente un enregistrement assez remarquable de l'évolution de l'incision de ce cours d'eau depuis plus d'un million d'années avec une douzaine de niveaux de terrasses (Antoine et al., 2007; Bahain et al., 2007) (Figure I-21).

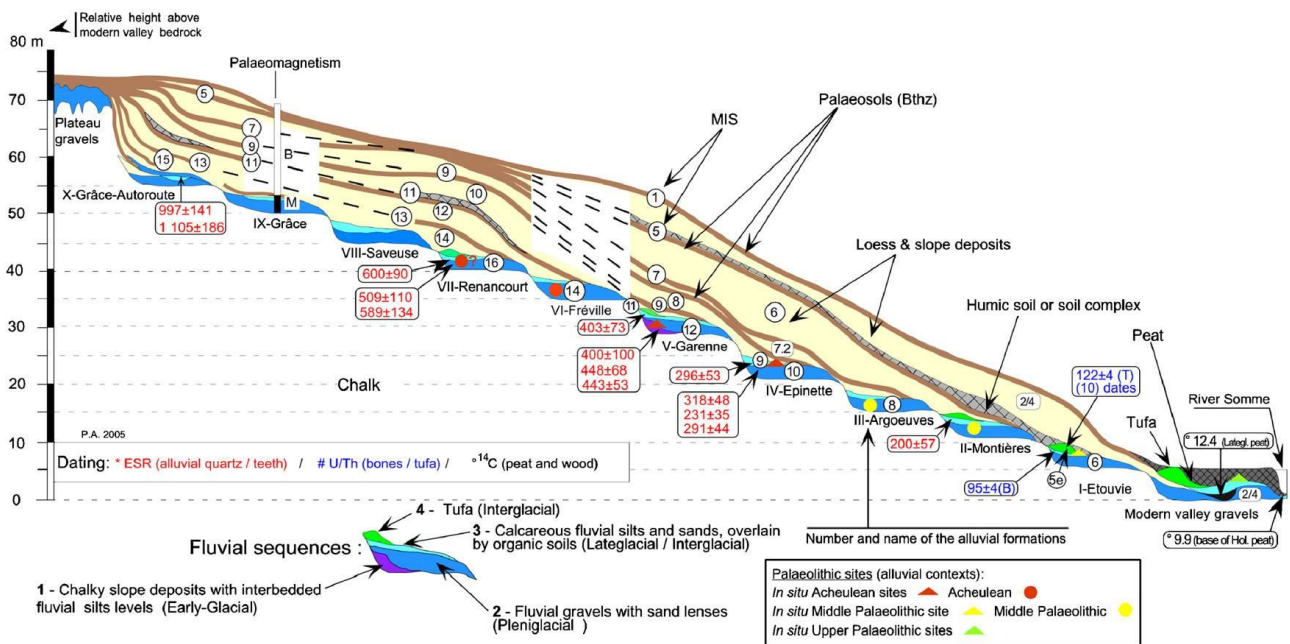


Figure I-21. Coupe schématique de l'étagement des terrasses dans la vallée de la Somme moyenne (Antoine et al., 2007).

La datation de plusieurs de ces niveaux par les méthodes E.S.R. (*Electron Spin Resonance*), U/Th ou ^{14}C montre que l'étagement suit bien la chronologie des différents cycles glaciaires-interglaciaires avec un taux d'incision moyen de 60 m.Ma⁻¹.

Les nappes alluviales les mieux étudiées le long du **cours de la Seine** se trouvent dans la **partie aval** du cours d'eau. Leur nombre est moindre que sur la Somme, autour de 9, et seules les nappes d'âges inférieurs à 400 ka ont pu être datées. Le taux d'incision est assez comparable à celui de la Somme avec des valeurs autour de 60 m.Ma⁻¹.

Dans le cours amont de la Seine nous disposons de quelques données chronologiques entre **Paris et la plaine de la Bassée** : une basse terrasse (Lautridou et al., 1999) à proximité de la confluence Seine - Marne et des travertins scellant une nappe alluviale à l'aval de Montereau-Fault-Yonne (Limondin-Lozouet et al., 2006).

La **vallée de l'Yonne** présente, comme la Somme, un système de terrasses bien développé avec onze nappes alluviales. Celles-ci ont également fait l'objet de datations ESR (Chaussé et al., 2000; Voinchet et al., 2011). Ces données seront très utiles pour le calage stratigraphique des nappes alluviales de la plaine de la Bassée car les datations ont été réalisées sur des terrasses situées en grande majorité à proximité de la confluence avec la Seine.

A l'amont de la plaine de la Bassée, nous disposons de datations E.S.R. réalisées sur les sédiments des terrasses de l'Aube dans la région de Brienne-le-Château (Voinchet, Brulhet, et al., 2015).

La synthèse proposée par Antoine et collaborateurs (2010) montre une bonne corrélation entre les systèmes de terrasses de la Somme et de l'Yonne, la corrélation avec les terrasses de la Seine est plus incertaine en raison du manque de datations et de leur faible préservation le long du cours de la Seine.

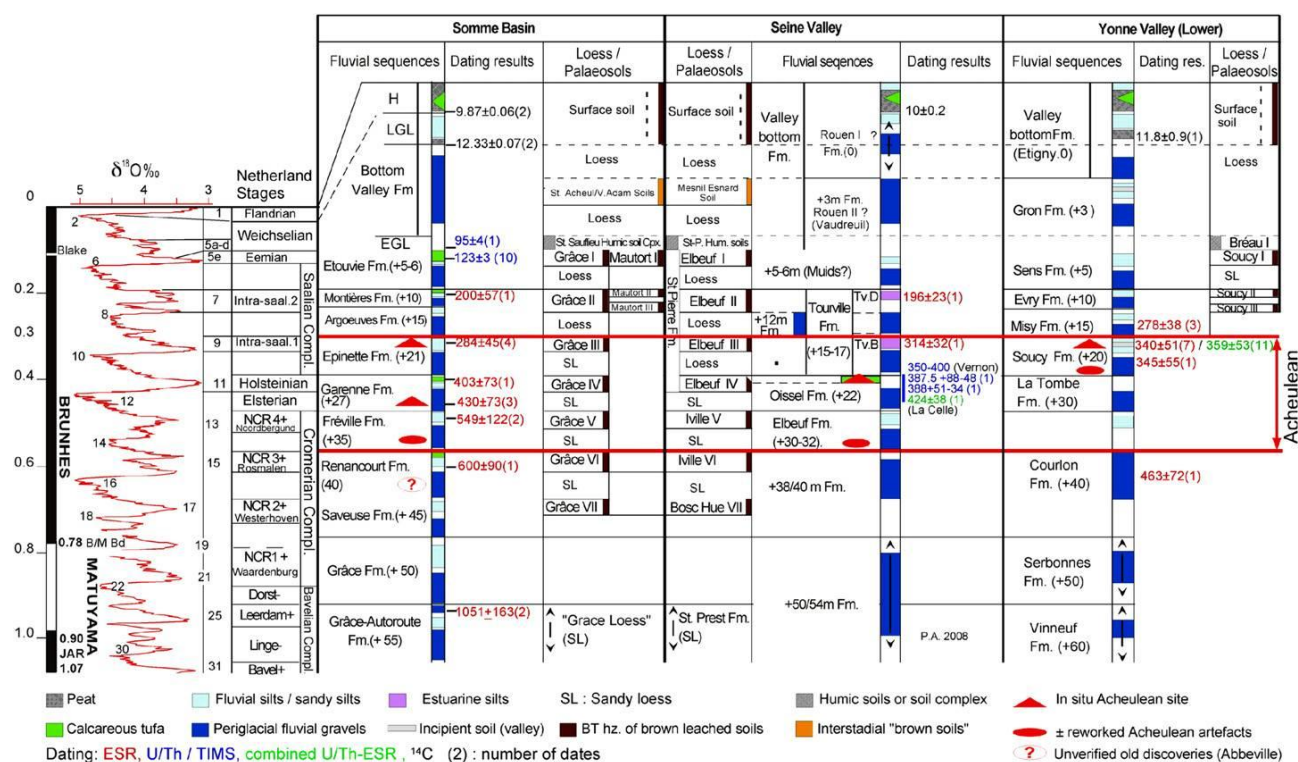


Figure I-22. Corrélation des différents sites archéologiques avec les séquences alluviales de la Somme, de l'Yonne et de la Seine (Antoine et al., 2010).

Le cadre stratigraphique des nappes alluviales de l'Yonne a été affiné suite aux nouvelles datations réalisées sur les terrasses de l'Yonne et de l'Aube (Voinchet et al., 2011; Voinchet, Brulhet, et al., 2015; Voinchet, Cojan, et al., 2015).

L'ensemble des terrasses de l'Yonne s'étage sur plus de 80 m (Figure I-23). Les témoins les plus anciens sont très altérés, composés essentiellement d'éléments siliceux (nappes notées Ft, Fu et Fv sur

les cartes géologiques). Les sédiments des nappes plus récentes comprennent des galets de natures plus variées (galets calcaires, sables siliceux,...).

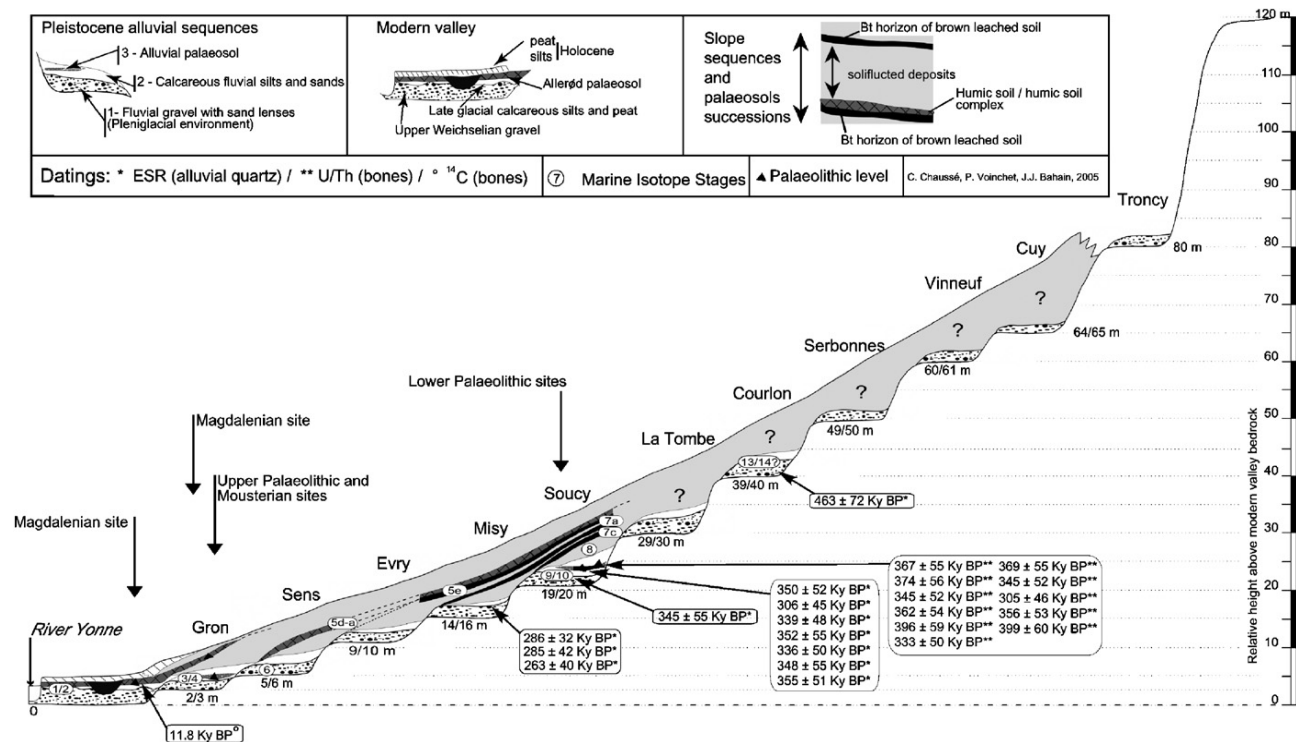


Figure I-23. Coupe schématique et datations des terrasses de la vallée de la basse Yonne (Chaussé, 2003).

Les nombreuses datations sur les lambeaux de nappes alluviales entre Sens et la confluence avec la Seine permettent de proposer le cadre chronologique suivant, plus étendu et plus précis que le précédent (Figure I-22) :

- les âges des nappes les plus anciennes sont nettement plus jeunes que ceux imaginés à partir de leur étagement. Celle de Vinneuf (+60 m,) est placée à 600 ka ; la suivante, celle de Serbonnes (+50 m), est datée à 530 ka et celle de Courlon (+40 m) à 470 ka. L'ensemble des âges obtenus par la méthode ESR pour ces trois terrasses sont cohérents et nettement plus jeunes que ceux attribués par comparaison géométrique avec les nappes alluviales de la Somme. Ils couvrent également une période plus courte. Ces nappes alluviales sont attribuées aux cycles glaciaires compris entre les MIS 16 à 13 au lieu des MIS 31 à 17 ;
- L'âge attribué à la nappe alluviale de la Tombe (+30 m) confirme son attribution au MIS 12/11 ;
- de même, les attributions stratigraphiques des nappes suivantes sont confirmées : nappes de Misy (+15 m) associée au cycle 10/9, Evry (+10 m) au MIS 8/7 et Sens (+5 m) intra MIS 6.
- la nappe de Gron est quant à elle vieillie, avec une attribution au MIS 6/5. Cet âge peut être surestimé par la méthode ESR, et un âge nettement plus jeune est tout à fait possible (Voinchet et al., 2011) ;
- le remplissage du fond de vallée est quant à lui attribué à l'Holocène.

Ces nouvelles données stratigraphiques confortent les corrélations proposées entre Tourville D (Seine avale) et Evry (Yonne).

Tableau I-2. Synthèse sur les datations des sédiments sur les terrasses de la Somme, de l'Yonne, de la Seine aval et de l'Aube (Voinchet et al., 2004, 2010, 2011; Antoine et al., 2007, 2010; Voinchet, Brulhet, et al., 2015; Voinchet, Cojan, et al., 2015).

Les altitudes indiquées correspondent aux altitudes relatives du sommet de la terrasse par rapport au cours actuel de la rivière.

Terrasses de la Somme (âge en ka)	Terrasses de la Seine à l'aval (âge en ka)	Terrasses de l'Yonne (âge en ka)	Terrasses de l'Aube (âge en ka)
Bottom Valley ? 12,33±0,07	Rouen I 10±0,2 Rouen II ? 3 m	Fz - Etigny 11,8±0,9	Fz non datée
Etouvie 5/6 m 124±4/95±4	-	Gron 3 m 278±42 St Julien 158±24/175±26	Fy _b - 5 m Moy. 165±21 MIS 6/5
-	-	Sens 5 m Basse terrasse 6-10m U/Th 162±9, 206±16	
Montières 10 m 200±57 - MIS 8/7	Tourville 15/17 m 196±23 - MIS 8/7	Fy - 10 m (Evry) Moy 274±42 MIS 8/7	Fy _a - 5 m non datée MIS 8/7 ?
Argoeuvres 15 m Intra 8	Tourville 15/17 m 314±32 - MIS 10/9	Fx _b - 15 m (Misy) Moy 320±40 - MIS 10/9	Fx _b 10 m 301±60 - MIS 10/9
Epinette 21 m Moy 284±45 - MIS 10/9	-	Fxa - 20 m (Soucy) Soucy Moy 340±51 Gron Moy 366±59	-
Garenne 27 m 430±73 - MIS 12/11	Oissel 22 m 350-400 - MIS 12/11	Fw _a - 30 m (La Tombe)	Fx _a 20m non datée MIS 12/11 ?
-	Elbeuf 30/32 m	Fwb - 40 m (Courlon) 463±72 - MIS 12/11	-
Fréville 35 m 549±122 - MIS 14/13	38/40 m fm	Fv - 50 m (Serbonnes) Moy 530±90 - MIS 14/13	Fx _{a2} 40 m - non datée MIS 14/13 ?
Renancourt 40 m 600±90 - MIS 16/15	50/54 m fm	Fu - 60 m (Vinneuf) 657±120 - MIS 16/15	Fw - 45 m 603±70 - MIS 16/15

A l'amont de la plaine de la Bassée, nous disposons de datations ESR réalisées sur les sédiments des terrasses de l'Aube dans la région de Brienne-le-Château (Voinchet, Brulhet, et al., 2015). Sept nappes alluviales s'étagent sur une quarantaine de mètres (Figure I-24).

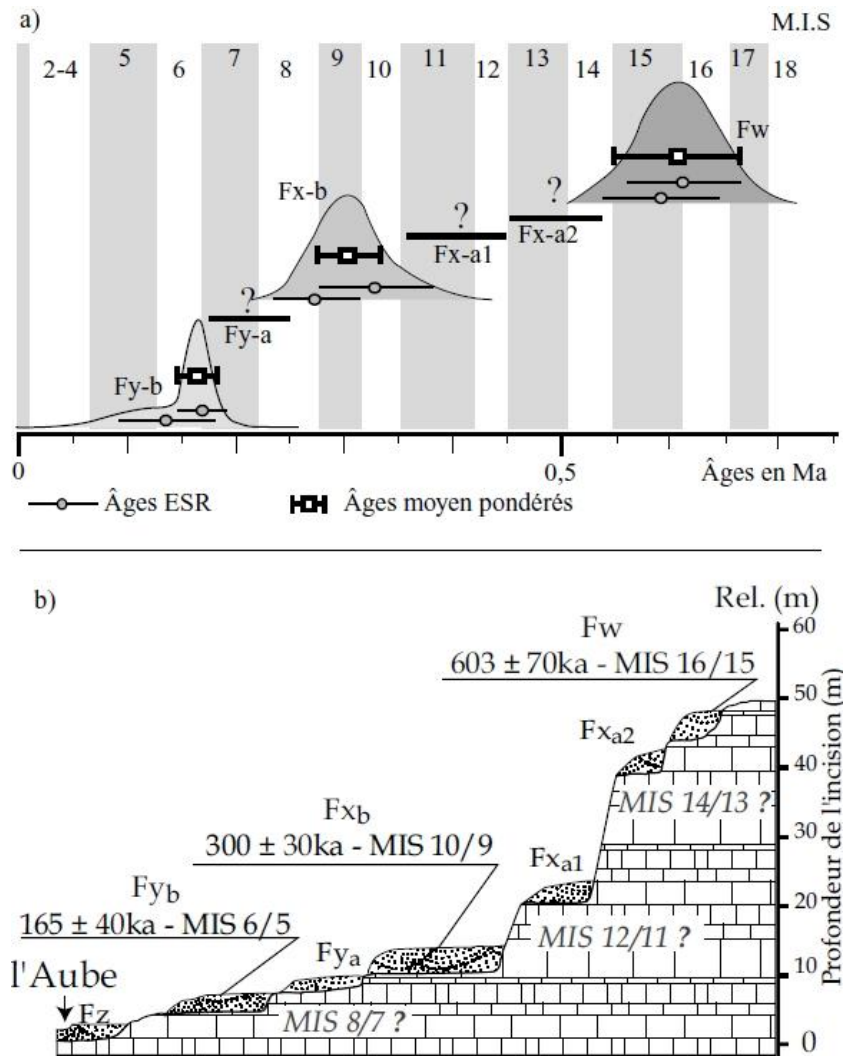


Figure I-24. Transect synthétique de la vallée de l'Aube et ensemble des datations des nappes alluviales (Voinchet, Brulhet, et al., 2015).

Le jeu de données de l'Aube, bien que moins complet que celui de l'Yonne, fournit cependant un schéma d'étagement très cohérent.

Dans la région de Brienne-le-Château, la terrasse la plus ancienne est datée à 600 ka alors que les données de l'Yonne montrent l'existence d'au moins deux nappes alluviales au-dessus de celle datée du même âge. Bien que le nombre de nappes alluviales dans la zone de Brienne-le-Château soit inférieur à celui des nappes de l'Yonne, il est possible de corréliser les deux systèmes de nappes alluviales car les âges attribués sont souvent très voisins (Tableau I-2).

L'ensemble de ces données conduit à l'établissement d'un cadre chronologique pour l'ensemble des nappes alluviales préservées au voisinage de la plaine de la Bassée (Yonne), à l'amont (Aube), ou à l'aval sur le cours de la Seine.

Avant d'intégrer ces données avec celles de la plaine de la Bassée, nous allons réaliser un état des lieux de nos connaissances sur l'architecture du remplissage alluvionnaire de la plaine de la Bassée.

I.3.3.2 Le remplissage alluvionnaire de la plaine de la Bassée

Les différents jeux de données dont nous disposons montrent un remplissage complexe. Nous allons dans un premier temps analyser les jeux de données à notre disposition avant de nous intéresser à l'étagement des nappes alluviales et au cadre stratigraphique que nous pouvons proposer.

Les données sur lesquelles cette présentation s'appuie correspondent à :

- la carte géologique (Lacot and Barthélemy, 1965) ;

-
- une carte des dômes d'alluvions d'une large partie de la Bassée (Mordant, 1992) (Montereaufault-Yonne à Nogent –sur-Seine) ;
 - une carte géomorphologique du même secteur de la Bassée (Berger et al., 1995) (Montereaufault-Yonne à Nogent –sur-Seine).

La carte géologique ne distingue que deux nappes alluviales, dont nous présentons une synthèse de leurs caractéristiques (Lacot and Barthélemy, 1965) (Figure I-25) :

- **des alluvions modernes** (notées **Fz**) recouvrent l'ensemble des fonds des vallées de l'Aube et de la Seine. Ces alluvions sont majoritairement constituées de cailloutis et sables auxquels sont parfois associés des dépôts limono-argileux. La présence de tourbe est également signalée de façon très ponctuelle (vallée de l'Ardusson à l'amont de Saint Martin-de-Bossemay et au nord-ouest de Sauvage) (Figure I-25). Ces niveaux de tourbe sont même parfois recouverts d'un mètre de sable et cailloutis comme à Sauvage ;
- **des alluvions anciennes** (notées **Fy**) se présentent sous deux faciès différents : la « grave » et la « groize », le second étant un terme très local :
 - la « grave » se rencontre dans les vallées principales (Seine et Aube). Elle correspond à une formation d'une puissance importante (5 à 6 m d'épaisseur) constituée d'un mélange de cailloux, graviers et sables qui présentent très souvent des stratifications entrecroisées. Les sables peuvent être parfois très purs sans aucun élément argileux ou crayeux ou au contraire être associés à une matrice argileuse. Un âge jurassique est attribué aux petits galets calcaires aplatis très durs (de 0,5 à 3 cm de diamètre) qui constituent la fraction grossière de ces dépôts ;
 - la « groize » constitue un faciès présent au nord de la Bassée vers Romilly-sur-Seine, mais il n'est pas décrit plus au sud (Lacot, 1967). Elle est formée d'éléments crayeux sous forme de petits graviers (0,5 cm de diamètre) plus ou moins arrondis et de sables crayeux plus fins. L'ensemble est mélangé dans un ciment crayeux composé d'éléments fins et sub-argileux.

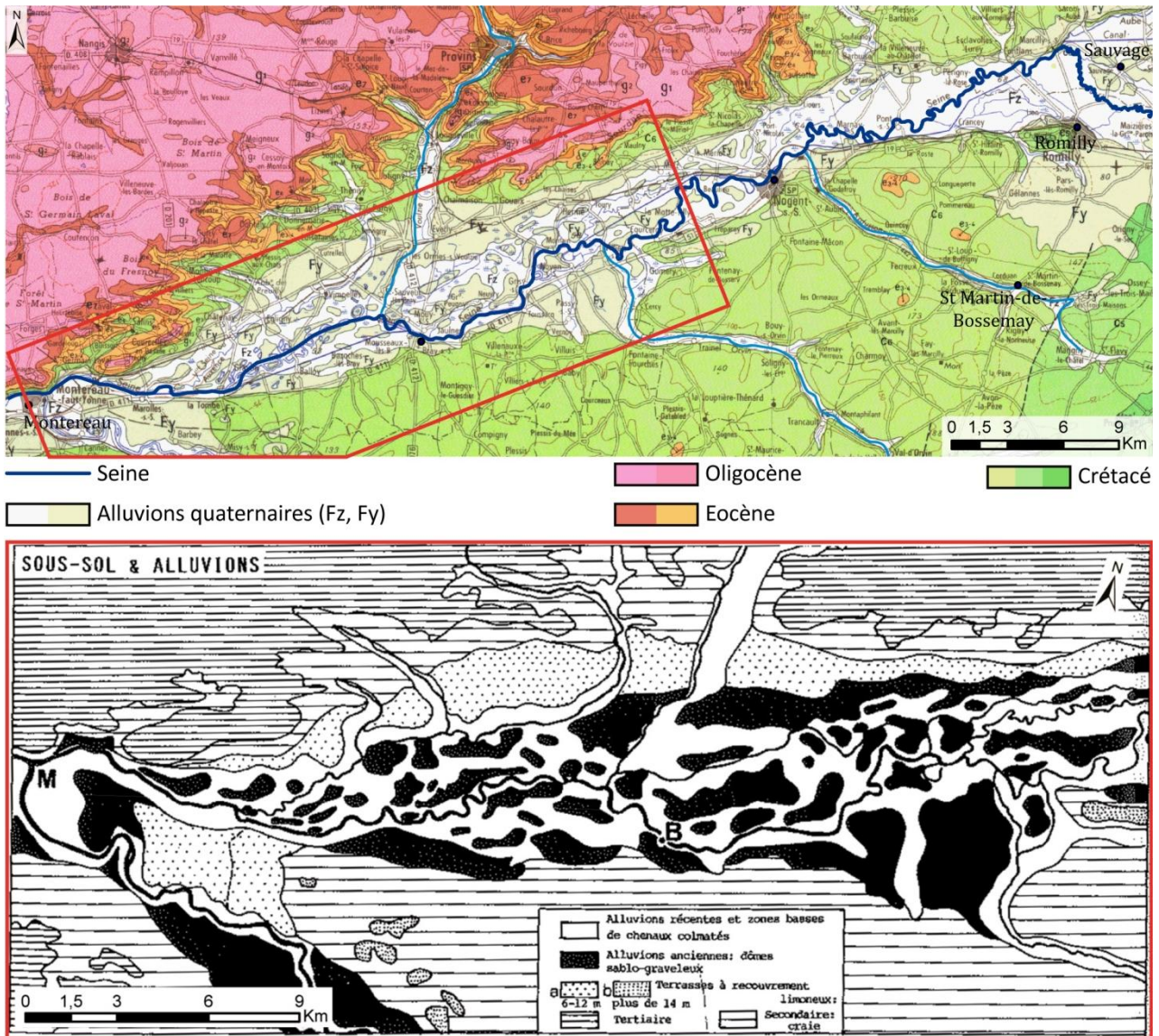


Figure I-25. A) Carte géologique de la Bassée (Mégnyien and Labourguigne, 1983) ; B) Répartition des dômes d'alluvions anciennes et récentes dans la plaine de la Bassée (M : Montereau-Fault-Yonne, B : Bray-sur-Seine) (Mordant, 1992).

Suite aux travaux archéologiques dans la plaine de la Bassée, Mordant (1992) présente une répartition des alluvions plus détaillée. Il distingue ainsi les alluvions préservées au sein de la vallée incisée de la Seine, qui constituent la plaine de la Bassée, de ceux préservées sur les épaulements des plateaux, reliques d'anciens cours de la Seine. Quatre nappes sont ainsi identifiées :

- la nappe des **alluvions récentes** et zones basses de chenaux colmatés (en blanc sur la carte) correspond à la nappe **Fz** ;
- la nappe des **alluvions anciennes sablo-graveleuses** (en noir) reprend les dépôts précédemment associés à **Fy** qui se trouvent à l'intérieur de la vallée incisée de la Bassée. Ceux-ci constituent des dômes d'alluvions anciennes disséquées et entourées par les alluvions récentes de la Seine ;
- la terrasse « à recouvrement » (Mordant, 1992) située entre 6 et 12 m au-dessus du cours actuel de la Seine (**terrasse a**) est bien préservée sur la bordure nord de la plaine de la Bassée et près de Montereau-Fault-Yonne dans la zone de confluence de la Seine et de l'Yonne ;
- la terrasse à recouvrement située à plus de 14 m au-dessus du cours actuel de la Seine (**terrasse b**) n'a été reconnue qu'à l'est de Noyen-sur-Seine et dans l'interfluve entre la Seine et l'Yonne.

L'étude géomorphologique de Berger en 1965 (Mégnyen et al., 1965) décrit non seulement la géomorphologie de la plaine de la Bassée mais également l'architecture des nappes alluviales et terrasses (Figure I-26). D'après le schéma proposé, les formations alluvionnaires les plus anciennes sont étagées alors que les plus récentes sont emboîtées.

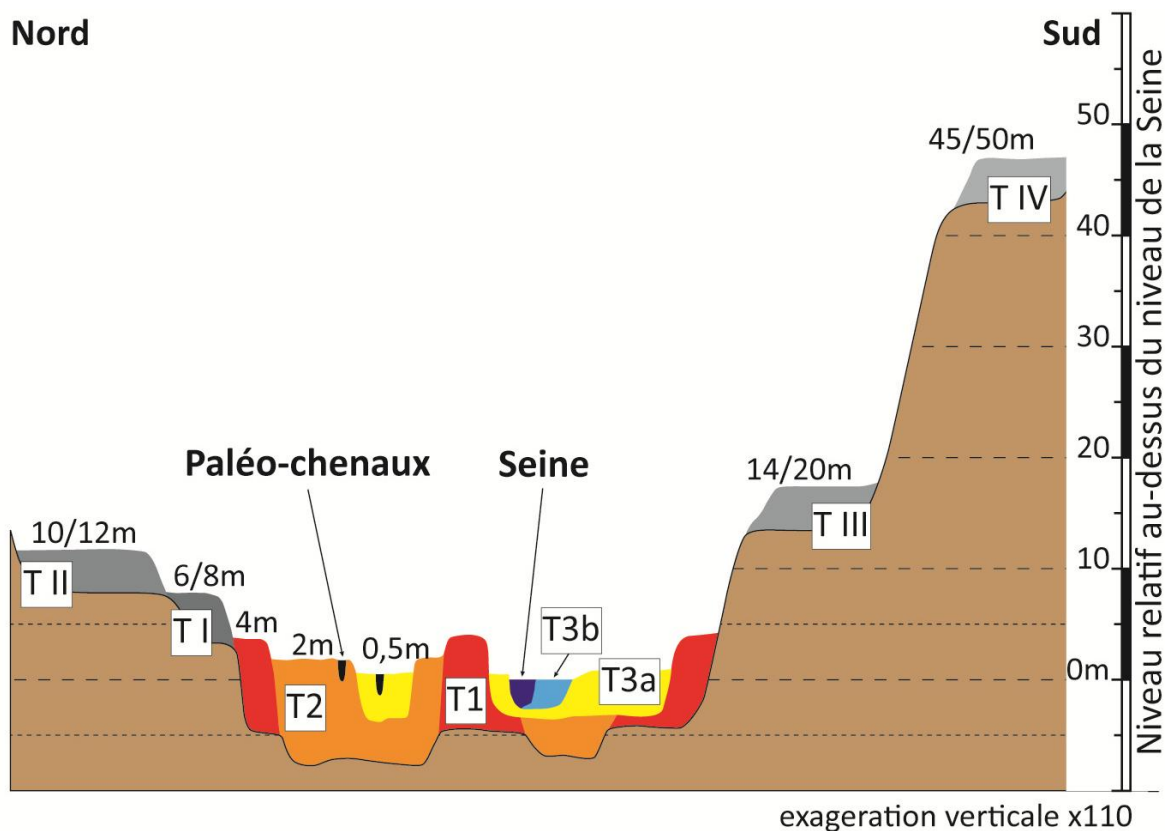


Figure I-26. Disposition schématique des formations alluviales dans la plaine de la Bassée (Mégnyen et al., 1965).

Il distingue également plusieurs nappes alluviales au sein de nappes considérées dans les autres publications comme constituées d'un seul ensemble de dépôts.

Les dernières nappes alluviales sont préservées au sein de la plaine alluviale de la Bassée :

- la nappe alluviale T3 qui correspond à la nappe Fz (Figure I-25), ou nappe des alluvions récentes (Mordant, 1992), est scindée en deux nappes emboîtées (T3b dans T3a) :
 - T3b correspond aux alluvions de la Seine actuelle ;
 - T3a est constituée des témoins des alluvions des « Vieilles Seines » et des Noues.

Cette nappe T3 correspond à l'évolution récente de la Seine. Elle a été mise en place après la deuxième incision (au début de l'Holocène) décrite précédemment qui s'observe dans les vallées du Bassin parisien ;

- les nappes alluviales T2 et T1 correspondent à la nappe des alluvions anciennes (Mordant, 1992) et à la partie des alluvions anciennes Fy préservées au sein de la vallée incisée. Celle-ci (Fy) est découpée en deux unités qui sont étagées. Le faible étagement fait qu'en surface elles apparaissent comme emboîtées :
 - T2 comprend les sédiments associés aux grands paléo-méandres de la Seine et correspond à la première phase d'incision dans les systèmes du Bassin de Paris qui marque la limite entre les systèmes en tresse et méandrique ;
 - T1 correspond aux alluvions les plus anciennes préservées dans la vallée incisée, qui forment une partie des dômes sablo-graveleux (Mordant, 1992).

Les terrasses suivantes se trouvent sur les épaulements actuels de la plaine de la Bassée :

- Les deux premières terrasses (T-I et T-II) correspondent à la terrasse a (6-12 m) de Mordant (1992). L'auteur les distingue à partir de leur altitude, séparant en deux le large intervalle dans lequel elles ont été regroupées par Mordant (1992) :

- la terrasse T-I se situe entre 6 et 8 mètres au-dessus des dernières alluvions (T3). La terrasse est composée de galets peu roulés et de graviers de silex ;

- la terrasse T-II, placée entre 10 et 12 mètres au-dessus des dernières alluvions (T3), est également composée de couches de silex et de gros graviers.

- Les terrasses suivantes (T-III et T-IV) sont englobées dans la terrasse b (plus de 14 m) dans les travaux de Mordant (1992) :

- la terrasse T-III, située entre de 14 et 16 mètres, est composée de sables fins et de graviers grossiers à intercalations de galets de silex ;

- la terrasse T-IV, placée entre 45 et 50 mètres, comprend des sables fins siliceux, et des sables et graviers calcaires plus ou moins fins.

L'analyse de l'étagement et de la répartition des formations fluviatiles dans la vallée selon les auteurs nous a permis d'élaborer le tableau suivant qui établit les correspondances entre les formations (Tableau I-3).

Tableau I-3. Proposition de correspondance des formations alluviales de la Seine en fonction des auteurs (Mégnyen et al., 1965; Mordant, 1992; Mordant et al., 2013).

	Carte géologique	Mordant (1992)	Mégnyen et al. (1965)		Caillol et al. (1977)
			Terrasse	Altitude	
Vallée incisée	Fz	alluvions récentes	T3b		T3 ₁₉₇₇
			T3a	0,5 m	T2 ₁₉₇₇
		alluvions anciennes sablo-graveleuses	T2	2 m	T1 ₁₉₇₇ et T2 ₁₉₇₇
			T1	4 m	T1 ₁₉₇₇
Plateaux	Fy	Nappe a Entre + 6-12 m	T-I	6-8 m	T-I ₁₉₇₇
			T-II	10-12 m	
		Nappe b plus de 14 m	T-III	14-20 m	T-II ₁₉₇₇
			T-IV	45-50 m	

La synthèse présentée couvre le domaine entre Montereau-Fault-Yonne et Nogent-sur-Seine. A l'amont de Nogent nous ne disposons que de la carte géologique et des travaux géomorphologiques de Caillol et al. (1977). Les travaux de ce dernier sont largement inspirés du découpage proposé par Mégnyen et al. (1965), et nous ont permis à partir des zones de recouvrement d'établir les corrélations suivantes. Comme les notations employées sont les mêmes mais ne correspondent pas aux mêmes intervalles stratigraphiques, elles sont notées avec un indice correspondant à l'année de publication.

Les résultats des différentes études sur la morphologie de la plaine de la Bassée et son remplissage montrent qu'il est possible de distinguer au sein de la vallée incisée de la plaine de la Bassée, au moins quatre nappes alluviales dont trois sont étagées et les deux plus récentes sont emboîtées.

Dans la suite, nous retiendrons le découpage proposé par Mégnyen et al. (1965) qui est le plus détaillé. De plus, l'analyse géomorphologique qu'il a conduite montre que les lambeaux des différentes

terrasses ne sont pas répartis uniformément dans la plaine alluviale. L'analyse de leur distribution est présentée dans le Chapitre III.

I.3.3.3 Contexte stratigraphique

Nous ne disposons pas de données stratigraphiques sur les nappes antérieures à l'Holocène dans la plaine de la Bassée. Nous nous sommes donc appuyés sur une corrélation entre les nappes alluviales de la plaine de la Bassée avec celles de l'Yonne (région de Vinneuf) et celles de la confluence qui permettent d'utiliser le cadre stratigraphique des nappes alluviales de l'Yonne ainsi que la donnée du site de La Celle-sur-Seine situé juste à l'aval de la confluence Seine-Yonne.

Les nombreux lambeaux préservés dans la zone de la confluence entre la Seine et l'Yonne (Voinchet et al., 2011) servent à l'établissement des corrélations cartographiques entre les nappes alluviales de l'Yonne à celles de la plaine de la Bassée.

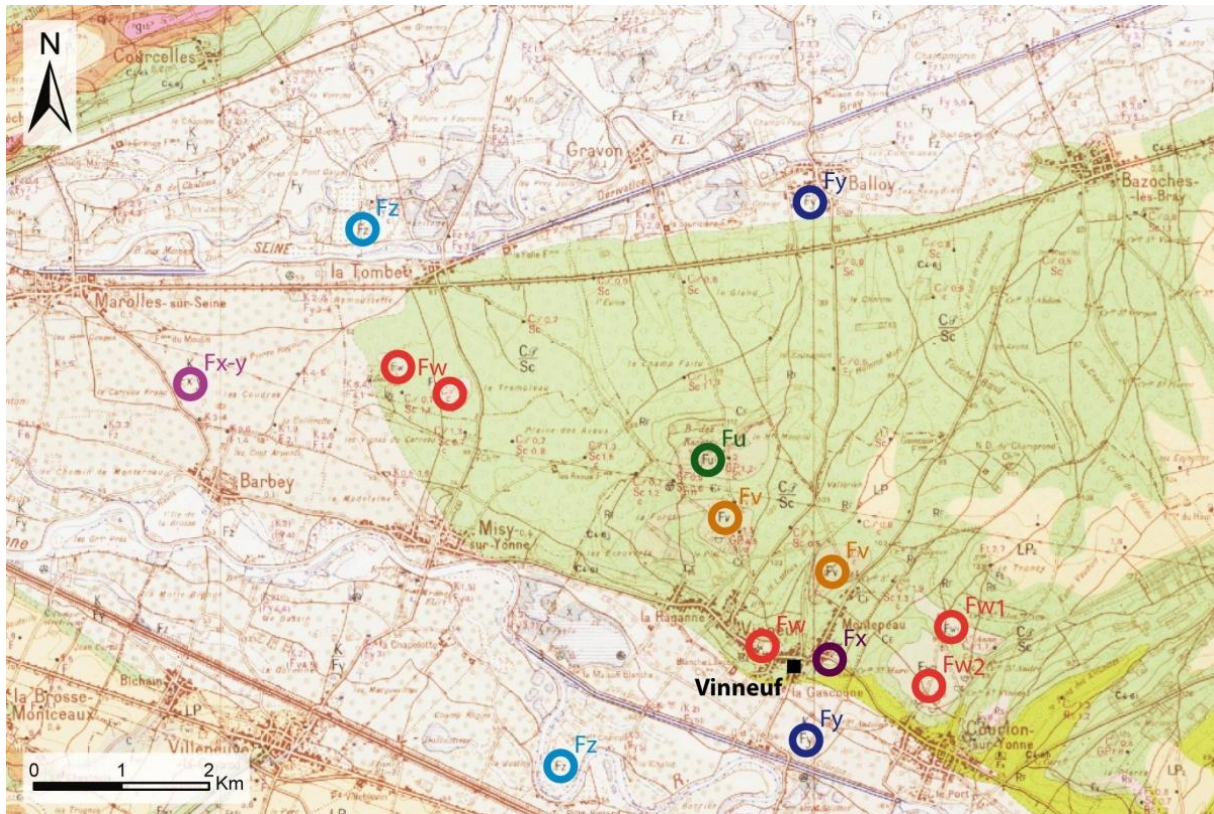


Figure I-27. Carte géologique des environs de Vinneuf (Yonne) (Bouiller et al., 1973).
Deux des trois nappes supérieures (Fu et Fv) sont présentes ainsi que la nappe moyenne Fw (1 et 2) et les nappes inférieures Fx et Fy.

Tableau I-4. Corrélation des terrasses de la Bassée et des terrasses de l'Yonne

	Carte géologique	Mordant (1992)	Mégnyen et al. (1965)		Plaine de la Bassée et confluence Seine-Yonne	Yonne
			Terrasses	Altitudes		
Vallée incisée	Fz	alluvions récentes	T3b	-	Noyen-sur-Seine +8 ka	Nappe d'Etigny
			T3a	0,5 m	-	
		alluvions anciennes sablo-graveleuses	T2	2 m	-	Nappe de Gron (+3 m)
			T1	4 m	-	Nappe de Sens (+5 m) U/Th162±9, 206±16 - MIS 6/5
Plateaux	Fy	Nappe a Entre + 6-12 m	T-I	6-8 m	site paléolithique moyen Acheuléen de Marolles-sur-Seine +8 m - 274±46 ka à la confluence Seine-Yonne (Voinchet et al., 2011)	Nappe d'Evry (+10 m) Moy 274±42 - MIS 7/8
			T-II	10-12 m	+12 m - 338±64 ka à la confluence Seine-Yonne (Voinchet et al., 2011)	Nappe de Misy (+15 m) Moy 320±40 - MIS 10/9
		Nappe b plus de 14 m	T-III	14-25 m	Alt 24-25 m : cailloutis recouverts par un tuf calcaire à la Celle (aval de la confluence Seine-Yonne) 425±46 ka (Limondin-Lozouet et al., 2006) Alt +31 m 422±90 ka à la confluence Seine-Yonne (Voinchet et al., 2011)	Nappe de Soucy (+20 m) Moy 340±51 Fwa - 30 m (La Tombe)
			T-IV	45-50 m	-	Nappe de Serbonne (+50 m) Nappe de Vinneuf (+60 m)

La corrélation proposée à partir des données géomorphologiques nous permet de proposer pour les nappes des épaulements de la vallée, même si les corrélations avec T-III et T-II semblent complexes, les correspondances avec les terrasses de l'Yonne (Mégnyen et al., 1965) :

- la formation T-IV (45/50 m) serait corrélée avec les nappes de Serbonne et Vinneuf (+60 m) ;
- les formations T-III (14-20 m) à TI (+10-12 m) seraient mises en regard avec les nappes de La Tombe (+30 m), de Soucy (+20 m), Misy (+15 m) et Evry (+10 m) appartenant au Saalien.

A l'intérieur de la vallée incisée, les nappes de la plaine alluviale sont corrélées à partir des cartes :

- la nappe T1 est corrélée à la nappe de Sens à +5 m, qui correspond au dernier coup de froid du Saalien (MIS 6/5) ;
- la nappe T2 est corrélée à la nappe de Gron (+3 m) ;
- la nappe T3 correspond à la nappe d'Etigny (+0,5 m).

Les corrélations entre les terrasses de l'Yonne et les nappes alluviales préservées dans la plaine de la Bassée montrent que les enregistrements sont très semblables avec un étagement plus faible dans la plaine de la Bassée, correspondant à environ 80 % de celui de l'Yonne. L'altitude de la nappe datée à

422±90 ka correspond à celle de la terrasse de l'Yonne. Elle suggère un déplacement possible de la confluence vers l'Ouest au cours du Pléistocène supérieur.

A partir de ces corrélations, les sédiments qui constituent la plaine alluviale de la Bassée appartiennent à deux cycles glaciaires-interglaciaires : le dernier coup de froid du Saalien suivi de l'Éémien, et le Weichsélien suivi du Flandrien (Holocène) (Tableau I-4). L'ensemble de ces sédiments s'est déposé sur une période d'environ 200 ka marquée par trois phases d'incisions majeures, les deux premières correspondant aux transitions interglaciaires-glaciaires et la troisième à la reprise d'incision lors de la transition glaciaire-interglaciaire. D'autres incisions de plus faibles amplitudes se trouvent au sein des nappes les plus récentes (T3).

Les épaulements de la plaine alluviale de la Bassée portent des traces d'anciennes nappes alluviales qui remontent très probablement à 600 ka d'après les corrélations qui ont été établies cartographiquement. La vallée de la Seine était alors plus large comme en témoignent les dépôts présents sur les épaulements de rive gauche et rive droite.

I.3.4 Conclusions

En Europe du Nord-Ouest, les cours d'eau ont été très sensibles aux variations des conditions climatiques au cours du Pléistocène supérieur. Celles-ci ont modifié leurs régimes hydrauliques et les ont conduits à inciser leur lit et ainsi à mettre en place un système de nappes alluviales. La réponse des cours d'eau aux variations climatiques a été d'acquiescer une morphologie en tresse pendant les périodes froides et un style méandrique pendant les périodes interglaciaires. A ces styles sont associés des dépôts sédimentaires contrastés, galets et sables dans les systèmes en tresse ; limons et tourbes dans les cours méandriques.

Les corrélations des nappes alluviales entre cours d'eau, contraintes par les nombreuses datations qui sont maintenant disponibles, montrent des motifs d'étagement des terrasses très similaires. La plaine alluviale de la Bassée s'est construite au cours de deux cycles glaciaires-interglaciaires, couvrant la dernière période froide du Saalien, puis la période froide du Weichsélien et enfin l'interglaciaire de l'Holocène. Cette plaine alluvionnaire est encadrée par des plateaux qui portent les traces de terrasses plus anciennes, témoins d'une vallée active plus large de la Seine au niveau de la Bassée.

I.4 Conclusions sur la plaine de la Bassée

La plaine de la Bassée est constituée d'alluvions qui remplissent une ancienne vallée incisée dans un substrat crayeux, bordée par des plateaux aux faibles reliefs. Ces alluvions correspondent à plusieurs nappes attribuées aux deux derniers cycles glaciaires, soit une construction qui a enregistré les variations climatiques et hydrologiques sur les derniers 150 ka.

Dans ce contexte sédimentaire, les écoulements se font essentiellement par un réseau de surface qui collecte les eaux de ruissellement et par des écoulements souterrains des nappes phréatiques.

Le régime hydraulique de la Seine, fleuve qui traverse le Bassin parisien est de type pluvio-océanique. Il est fortement influencé par l'évapotranspiration et le volume des précipitations. Cependant la dynamique de la Seine a été fortement modifiée par l'activité humaine depuis le paléolithique. Sur la période qui recouvre les derniers 500 ka, le régime de la Seine a été fortement influencé par les conditions climatiques contrastées qui existaient entre les périodes froides et tempérées.

Après cette synthèse bibliographique qui nous a permis de décrypter les phases d'incision et d'alluvionnement au sein de la plaine de la Bassée, nous présentons les architectures sédimentaires associées aux régimes hydrauliques de la Seine.

Chapitre II. Systèmes fluviaux et corps sédimentaires

Les données géomorphologiques et stratigraphiques nous ont montré, dans le chapitre précédent, que la construction de la plaine alluviale actuelle de la Bassée s'est effectuée au cours de cycles glaciaires-interglaciaires pendant lesquels les paramètres hydrologiques de la Seine ont varié, conduisant à des dynamiques fluviales allant du méandrage à la tresse, avec de nombreuses divagations dans la plaine alluviale. La préservation complète des anciens chenaux est peu courante et les éléments architecturaux préservés sont généralement fragmentés à cause des recoupements et remaniements par les tracés successifs du cours de la Seine qui ont balayé la plaine alluviale de la Bassée.

Nous proposons dans ce chapitre d'aborder dans un premier temps la dynamique des cours d'eau, puis de présenter les différents styles classiquement reconnus avant d'analyser les architectures résultantes les plus caractéristiques. Ces différents éléments seront utilisés par la suite dans l'interprétation des dépôts alluviaux de la plaine de la Bassée.

II.1 Les rivières alluviales

Les cours d'eau constituent les vecteurs principaux du transport des sédiments des zones sources aux embouchures. Les systèmes fluviaux, géosystèmes de transition, représentent une part importante des environnements de dépôts en milieu continental.

On distingue classiquement les **rivières alluviales**, qui transportent un volume de sédiment correspondant à leur capacité, des **rivières à substratum rocheux** dont la charge est limitée par les capacités d'érosion du substratum. Nous nous plaçons dans le cadre de cette étude dans le cas des rivières alluviales.

La dynamique des cours d'eau est très sensible aux variations de leur environnement telles que le climat (volume de précipitations, saisonnalité), la végétation, la disponibilité du sédiment, car ce sont ces forçages environnementaux qui vont induire des régimes hydrauliques différents ainsi que des morphologies spécifiques lorsque les rapports entre débits liquide et solide sont modifiés.

A cause de ces perpétuelles adaptations, les systèmes fluviaux revêtent une large palette de morphologies, chacune étant associée à une dynamique qui lui est propre. C'est pourquoi dans ce qui suit, nous présentons en premier une description des éléments d'un cours d'eau suivie d'une discussion sur les systèmes de classification morphologique.

II.1.1 Typologie d'un cours d'eau

En fonction des conditions hydrologiques, l'espace occupé par un cours d'eau varie. On distingue ainsi 3 unités morphologiques (Figure II-1) :

- le **lit mineur** : partie du chenal qui est continuellement en eau y compris pendant la période d'étiage (basses eaux) ;
- le **lit moyen** : largeur maximale du chenal correspondant à la crue de plein bord. Celle-ci est définie par la hauteur d'eau maximale que peut contenir le chenal avant qu'il n'y ait débordement (crue de plein bord). En climat tempéré humide, la période de retour de ces crues est légèrement supérieure à une année. Sur le terrain, le lit moyen est généralement délimité par une végétation spécifique, la ripisylve, qui occupe les berges du chenal, ou par la rupture de pente qui caractérise le passage du chenal à la plaine d'inondation. La largeur et la profondeur du lit moyen sont des caractéristiques géomorphologiques couramment utilisées dans les études hydrologiques en liaison avec l'estimation du débit de plein bord ;

- le **lit majeur** ou **plaine d'inondation** : zone qui est inondée lors des crues de débordement. Ces crues, beaucoup moins fréquentes que les crues de plein bord, se produisent avec des fréquences décennales, pluri-décennales à centennales ;
- la **vallée active** ou **bande active** (*channel belt*) : zone balayée par le tracé du cours d'eau au cours du temps lors de migrations ou de changements du tracé par avulsion dont il érode les anciens dépôts et à l'intérieur de laquelle il construit de nouveaux corps sédimentaires reflétant sa dynamique.

La variabilité des processus hydro-sédimentaires associés à la dynamique fluviale en réponse aux fluctuations climatiques font que les plaines alluviales sont des environnements sédimentaires aux architectures complexes et fortement hétérogènes, entre les sédiments grossiers transportés dans les chenaux et les sédiments fins déposés dans la plaine d'inondation lors des crues de débordement.

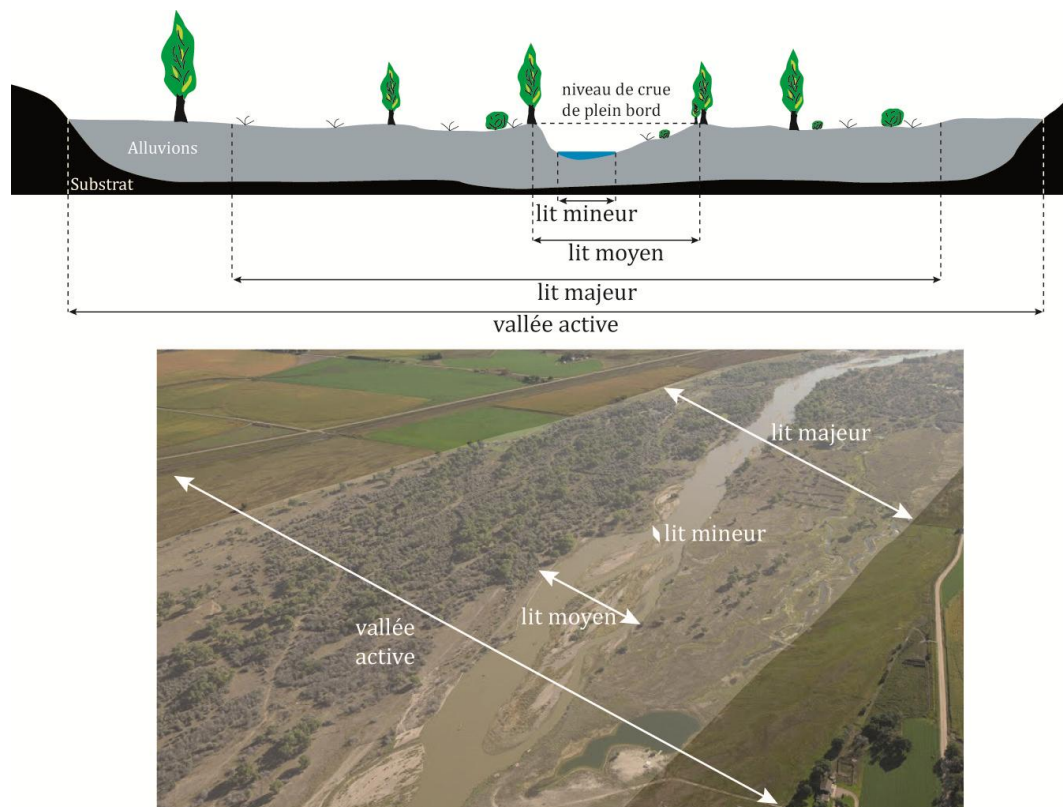


Figure II-1. Haut : Représentation schématique des unités morphologiques d'un cours d'eau. Bas : plaine d'inondation de la Platte River (Nebraska, USA, photographie : John Sidle).

II.1.2 Transport sédimentaire

Le transport sédimentaire est principalement assuré au sein du lit moyen (chenal) dans lequel l'écoulement turbulent permet facilement le transport de la charge de fond lors des crues. La fraction des sédiments qui se dépose hors du système chenalisé pendant les crues de débordement est essentiellement fine, car la masse d'eau qui se répand dans la plaine d'inondation perd rapidement sa turbulence.

La granulométrie des sédiments convoyés dans les chenaux est fonction de la vitesse d'écoulement. Le diagramme de Hjulström, construit à partir de données expérimentales, définit les seuils critiques d'érosion et de sédimentation, en terme de vitesse, en fonction de la taille des particules (Figure II-2). On remarque que les vitesses critiques d'érosion et de sédimentation augmentent proportionnellement au diamètre des particules pour des granulométries supérieures à 0.1 mm. Pour les sédiments fins, les forces de cohésion augmentent fortement la vitesse critique d'érosion, qui dévie significativement de la vitesse critique de sédimentation.

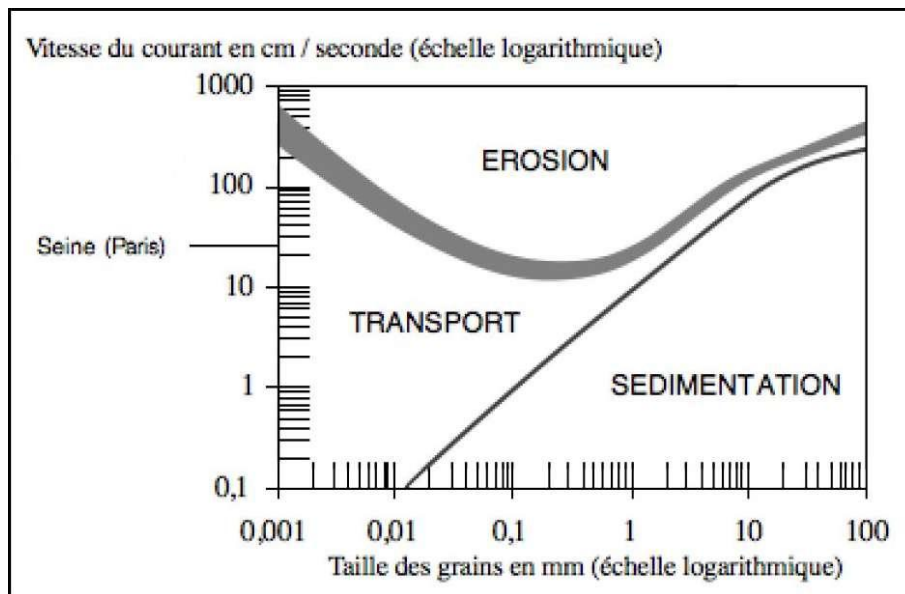


Figure II-2. Diagramme érosion/transport/sédimentation en fonction du diamètre des particules et la vitesse du courant (Hjulström, 1935).

Une autre approche sur la mise en mouvement et le transport des sédiments est proposée par Shields (1936). Elle fait intervenir classiquement la force de frottement du fluide et le poids submergé des sédiments. Les courbes critiques de mise en mouvement des sédiments sont généralement exprimées en fonction de nombres adimensionnels, tels que le Reynolds particulaire.

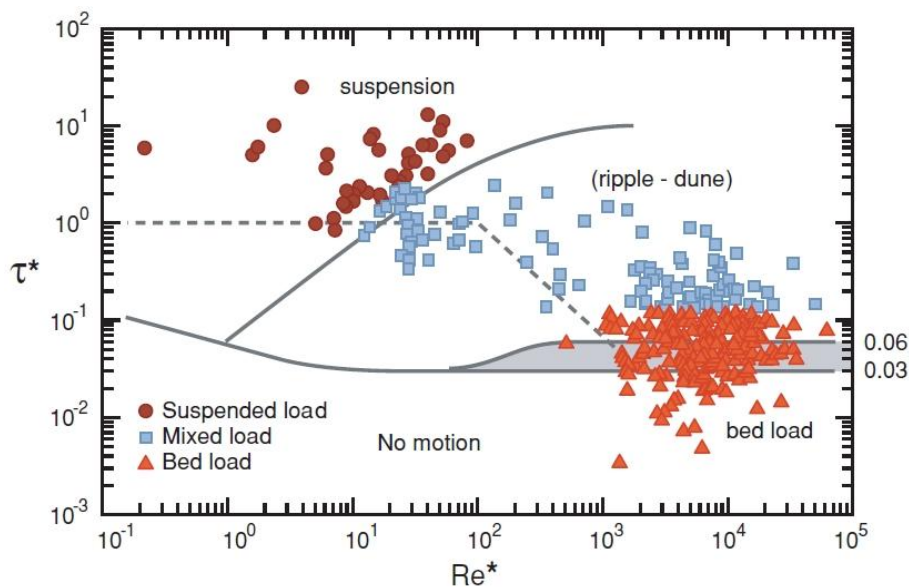


Figure II-3. Diagramme de Shields avec les données de la charge en suspension, de la charge mixte et de la charge de fond (Church, 2006).

τ^* : Nombre de Shields, Re^* : Nombre de Reynolds particulaire.

Une fois la charge sédimentaire mise en mouvement, on distingue classiquement la charge en suspension de la charge de fond (Figure II-4) :

- la **charge en suspension** (*suspended load* ou *washload*), correspond aux particules maintenues en suspension dans la colonne d'eau par les mouvements de turbulence de l'écoulement. Au sein de cette charge en suspension, les particules très fines (taille < 2 μm , argiles) (*washload*) sont maintenues en suspension même par les écoulements de faible vitesse et se déplacent à la vitesse du courant. Pour des vitesses supérieures, les particules de la classe des sables peuvent facilement contribuer à la charge en suspension ;

- la **charge de fond** (*bed load*) comprend tous les éléments qui ne peuvent être transportés en suspension du fait de leur taille. Les plus gros sont roulés, trainés sur le fond (transport par charriage). Les particules de taille intermédiaires progressent plus rapidement par saltation (par bonds successifs). La composition de la charge de fond dépend de la vitesse de l'écoulement et des sédiments disponibles. Elle se compose généralement de sables, graviers et galets. On peut y associer des blocs si les pics de vitesses atteints lors des crues en permettent le déplacement. L'ensemble des particules de la charge de fond se déplace ainsi à des vitesses moindres que celles de l'écoulement.

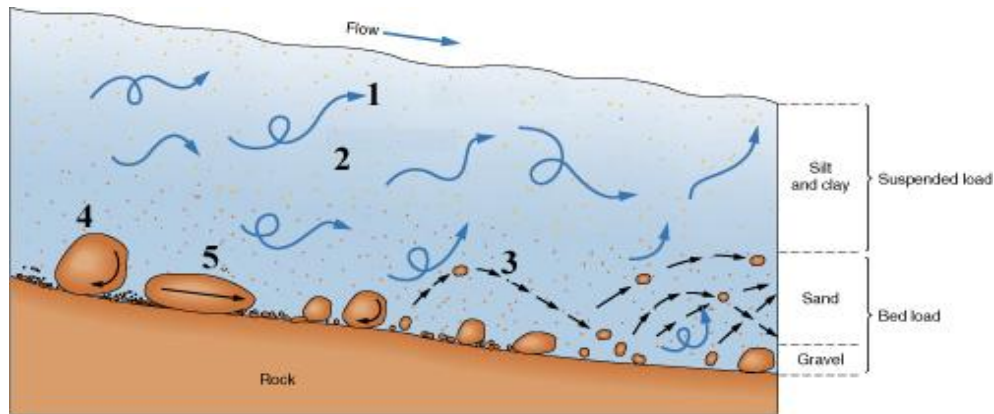


Figure II-4. Modes de transport de la charge sédimentaire.

1 : transport en suspension, 2 et 3 : transport par saltation, 4 : transport par roulement (rolling), 5 : transport par glissement (sliding). La charge de fond se déplace selon les modes 3 à 5.

Le mode de transport des sédiments et les zones où ils s'accumulent vont être définis en fonction de leur granulométrie et de la vitesse de l'écoulement comme l'illustre la cartographie des sédiments au fond d'un chenal formant une boucle de méandre (Figure II-5). Dans un méandre, la profondeur ainsi que la vitesse de l'écoulement augmentent dans la zone externe de la boucle et diminuent à l'intérieur de celle-ci. Dans la zone entre deux boucles de méandre, la vitesse est beaucoup plus homogène ainsi que la profondeur sur toute la section. Cette distribution des vitesses se retrouve facilement à partir de la taille des sédiments déposés sur le fond du chenal : sédiments grossiers relativement homogènes dans les zones d'inflexion, forte granulométrie à l'extérieur des méandres et plus faible à l'intérieur.

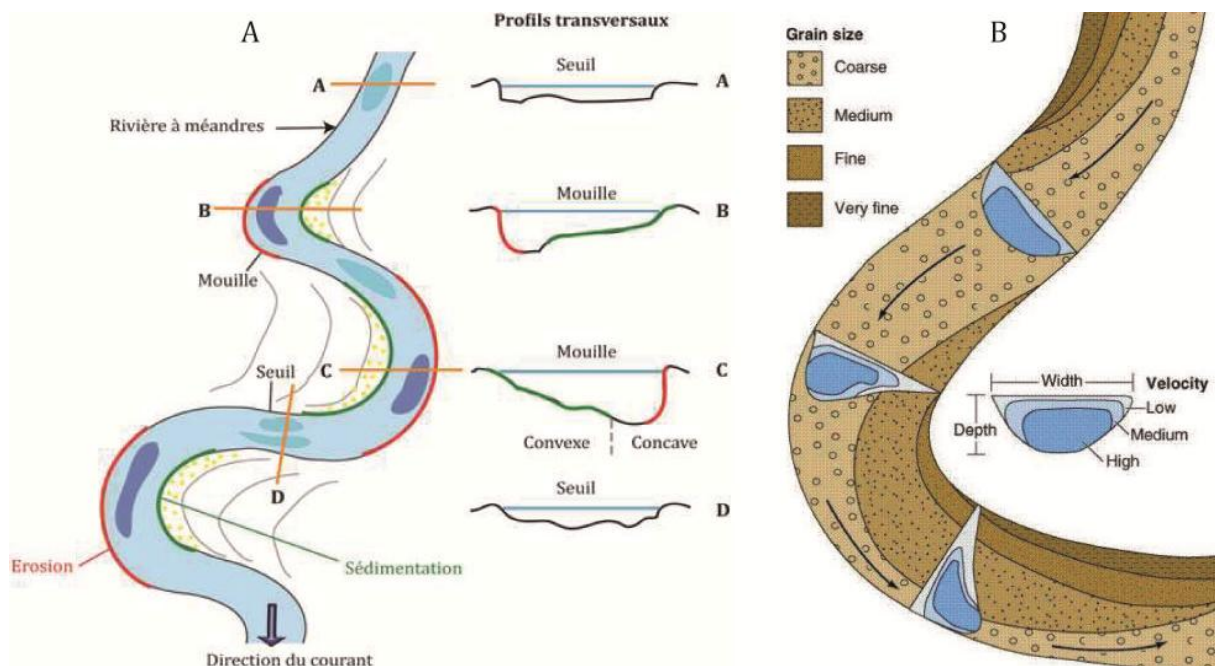


Figure II-5. A) Vue en plan et en coupe d'un chenal méandrique d'après Dzana and Gaillard (1996), B) Cartographie de la vitesse des écoulements et de la granulométrie des sédiments au sein d'un méandre (Gregory and Maziels, 1991).

En fonction de leur granulométrie, les sédiments seront érodés et transportés ou au contraire déposés à partir de certains seuils de vitesses de courant. Cependant il n'existe pas qu'un seul type de cours d'eau, c'est pourquoi nous allons dans ce qui suit, décrire et caractériser les différents styles fluviaux qu'il est possible d'observer dans la nature.

II.1.3 Classification des différents systèmes fluviaux

Les différentes formes des tracés des cours d'eau et les dépôts associés ont très tôt conduit à des classifications qui se sont affinées au cours du temps avec la prise en compte de paramètres supplémentaires. Nous présentons les grandes étapes qui ont jalonné l'histoire de ces classifications en insistant sur les points majeurs.

Dans les premières études s'intéressant à une typologie des styles des cours d'eau, les paramètres retenus sont des éléments descriptifs : le **morphologie du chenal** et le **nombre de chenaux actifs**. Leopold and Wolman (1957) décrivent ainsi trois types de systèmes fluviaux :

- le style **rectiligne ou droit** (*straight river*) correspond à un système fluvial qui comprend un chenal unique (étiage ou crue) présentant une faible sinuosité inférieure à 1,5 ;
- le style **méandrique** (*meandering river*) est défini lorsque la sinuosité du cours d'eau est supérieure ou égale à 1,5. Le chenal est unique à l'étiage comme en crue ;
- le style en **tresse** (*braided river*) caractérise un cours d'eau qui comprend plusieurs bras séparés par des unités morpho-sédimentaires telles que des bancs ou des îles qui sont découverts à l'étiage. Les bancs sédimentaires qui délimitent les bras du cours d'eau sont mobiles lorsqu'ils sont submergés pendant les périodes de crue (Brice, 1964). Le cours en tresse est alors caractérisé par un chenal unique peu sinueux.

En 1978, Rust complète la classification de Leopold and Wolman (1957) en définissant le style **anastomosé**. Celui-ci correspond aux cours d'eau qui comprennent des chenaux multiples interconnectés au sein d'une même plaine alluviale (Figure II-6). Ce style fluvial est caractérisé par une sinuosité très développée, avec des chenaux à la mobilité très contrastée, certains pouvant être peu ou pas mobiles. Rust affine également la description des 3 premiers types de systèmes fluviaux en ajoutant un indice de tressage qui correspond à la mesure du nombre moyen de chenaux actifs le long de transects perpendiculaires à l'axe du lit moyen.

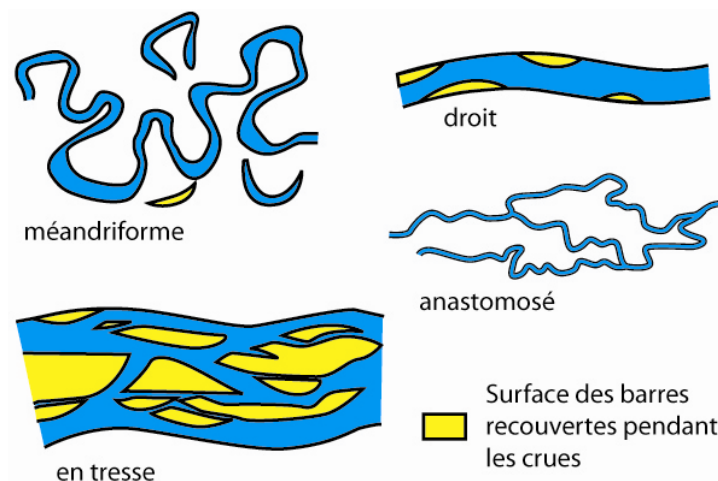


Figure II-6. Classification morphologique des cours d'eau (Rust, 1978).

A la suite de ces premières classifications purement morphologiques, Schumm (1977, 1981, 1985) introduit des **paramètres hydrologiques et sédimentaires** pour caractériser chaque style fluvial : rapport largeur/profondeur du chenal, type de charge sédimentaire, rôle de la stabilité des berges (Figure II-7) :

- le **style rectiligne** (Figure II-7 : 1 et 2) se caractérise par une charge en suspension ou mixte, et une stabilité relative du chenal importante avec peu de modification du talweg. Les systèmes

à charge mixte voient le développement de barres longitudinales rattachées aux berges qui migrent avec le temps vers l'aval ;

- le **style méandrique** est ainsi divisé en deux sous-styles (Figure II-7 : 3a et 3b) qui sont essentiellement définis en fonction du type de charge sédimentaire. La stabilité relative du chenal diminue lorsque l'on passe de la charge en suspension à la charge mixte ou de fond ce qui traduit en fait une diminution de la cohésion des berges avec l'augmentation de la granulométrie du sédiment. Cette diminution de la cohésion va se traduire par une augmentation de la largeur du chenal et le développement possible de bancs au sein du lit fluvial ;

- le **style en tresse** (Figure II-7 : 5) correspond à des systèmes dominés par une charge sédimentaire de fond et une forte stabilité du lit principal et au contraire une faible stabilité des bancs présents à l'intérieur du lit.

Seuls les systèmes transportant au moins une charge sédimentaire mixte ont la possibilité de mettre en place au sein de leur chenal des corps sédimentaires. Ceux-ci pouvant être rattachés aux berges ou libres.

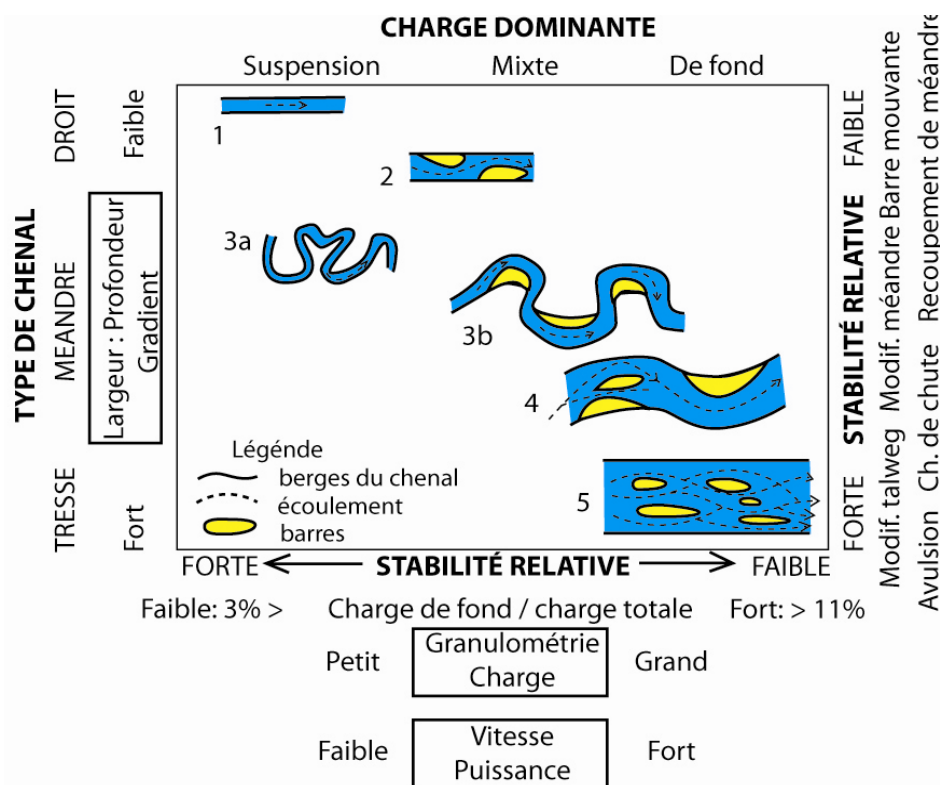


Figure II-7. Classification des cours d'eau d'après Schumm (1981, 1985).

1,2 - cours d'eau rectiligne; 3a 3b - cours d'eau méandrique; 5 - cours d'eau en tresse. La classe 4 correspond à un système transitoire entre les classes 3 et 5.

Les travaux de Schumm sont repris par la suite par Church (2006) qui complète son approche en intégrant le **volume et la granulométrie des sédiments transportés** (Figure II-8). Cette dernière classification permet de donner des informations sur les géométries des corps sédimentaires mis en place par ces rivières en fonction de leur débit solide, de la granulométrie des sédiments et de la stabilité du chenal. La géométrie de ces corps sédimentaires sera traitée dans la partie qui suit (Cf. II.2) :

- le **style rectiligne** se caractérise par une charge en suspension ou mixte et une stabilité relative du chenal importante avec peu de modification du talweg. Les systèmes présentant une charge sédimentaire de gros calibre (blocs) et un gradient très important possèdent un tracé de chenal rectiligne instable. Lorsque le calibre de la charge sédimentaire (sables et graviers) et le gradient diminuent, le nombre de bancs dans le chenal augmente ;

- le **style méandriforme** est ainsi divisé en trois sous-styles essentiellement en fonction du type de la charge sédimentaire, qui va de la charge en suspension à la charge mixte ou de fond pour les systèmes avec une stabilité relative variable. Church différencie les *wash channels* des *wandering channels* et des *meandering channels*, dénominations assez complexes qui mélangent à la fois la nature de la charge (*wash load*) et la vitesse de migration (*wandering*) ;
- le **style en tresse** correspond à des systèmes dominés par une charge sédimentaire de fond et dont la stabilité décroît avec la granulométrie ;
- le **style anastomosé** est typique des cours d'eau dominés par une charge en suspension et s'écoulant dans les zones de faible gradient. Les chenaux possèdent des tracés très variables allant de rectiligne à sinueux. Ceux qui sont très peu mobiles latéralement isolent des portions de plaine alluviale sous la forme de grandes îles végétalisées.

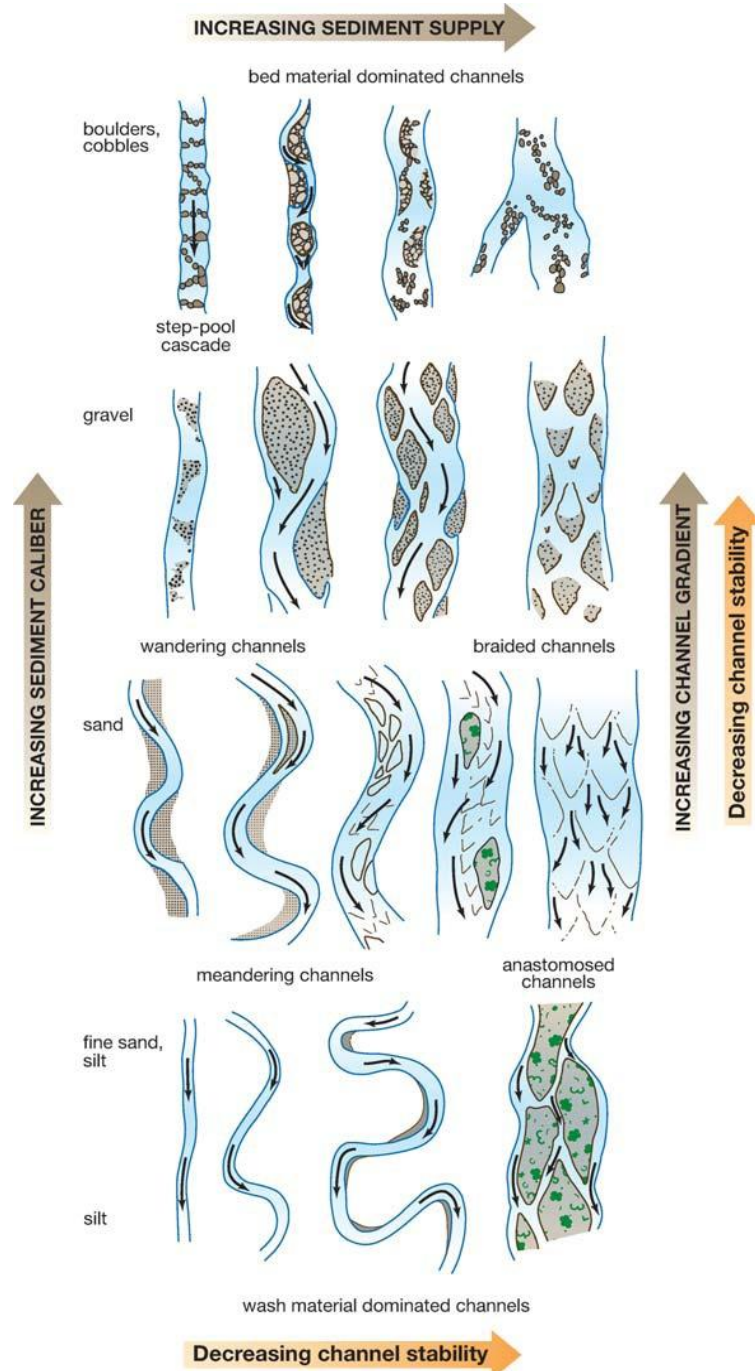


Figure II-8. Diagramme illustrant les différentes morphologies de chenaux et les corps sédimentaires associés en fonction des paramètres majeurs de contrôle (Church, 2006).

Les classifications présentées illustrent la morphologie des cours d'eau à l'échelle du tronçon. Si elles sont très intéressantes et très utiles pour caractériser une partie du cours d'eau en plan, la caractérisation de la géométrie du cours d'eau en coupe et sa position par rapport à sa plaine d'inondation constituent des éléments complémentaires qui vont être pris en compte dans les années 1990.

Parmi les différents travaux qui développent une approche intégrant la relation entre le chenal et sa plaine d'inondation, la description d'un style fluvial ne s'appuie plus uniquement sur la géométrie en plan du cours d'eau, mais intègre son encaissement par rapport à sa plaine d'inondation et la nature du lit du cours d'eau qui joue un rôle important dans la **morphologie de la section du chenal** (Nanson and Croke, 1992). La classification de Rosgen (1994) est très largement utilisée dans les études des systèmes actuels. Elle distingue huit types de cours d'eau (de A à G) en fonction de la sinuosité, du rapport largeur/profondeur, de la pente de la surface de l'eau et du degré d'encaissement du cours d'eau dans la plaine d'inondation. A chacun de ces types sont associés des sous-types en fonction de la composition sédimentaire du fond du chenal (Figure II-9).

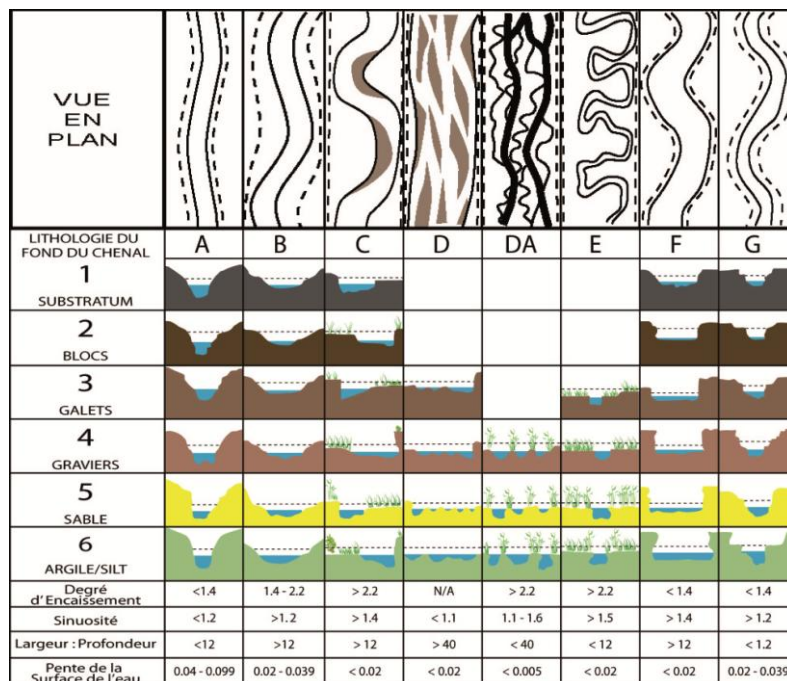


Figure II-9. Classification des cours d'eau selon Rosgen (1994) intégrant le contexte morphologique. La géométrie de la section du chenal est présentée en fonction de la géométrie en plan du cours d'eau et de la lithologie du fond de chenal.

Au cours de la même période, une nouvelle notion voit le jour, celle de **chenal anabranché** (Nanson and Knighton, 1996). Ces auteurs intègrent ainsi une configuration qui avait été jusque-là négligée, les diffluents d'un cours d'eau, quelle que soit sa morphologie en plan, autour d'îles végétalisées semi-permanentes. Ces îles peuvent être constituées de fragments de plaines alluviales, ou être formées par accrétion de sédiments transportés au sein du chenal. Leur classification reprend celle de Schumm (1981, 1985) en y ajoutant pour chaque style la forme anabranché qui peut se développer sur des tronçons de plusieurs kilomètres (Figure II-10).

L'introduction du concept de rivières anabranches conduit certains auteurs à assimiler le style anabranché des rivières rectilignes au style anastomosé de Rust (1978) (Kleinhans and Berg, 2011). Ce rapprochement pose la question de l'échelle d'observation, les systèmes anastomosés tels que définis par Rust (1978b) balaient leur plaine d'inondation alors que les anabranches peuvent n'occuper qu'une zone limitée de leur plaine d'inondation.

Dans les styles méandrique et en tresse, les auteurs réutilisent la notion de stabilité déjà définie par Schumm pour définir un **style vagabond** (*wandering*). Ces styles fluviaux sont effectivement très

mobiles et chaque branche du système anabranché évolue indépendamment augmentant la zone balayée par le cours d'eau par rapport à un écoulement monochenal.

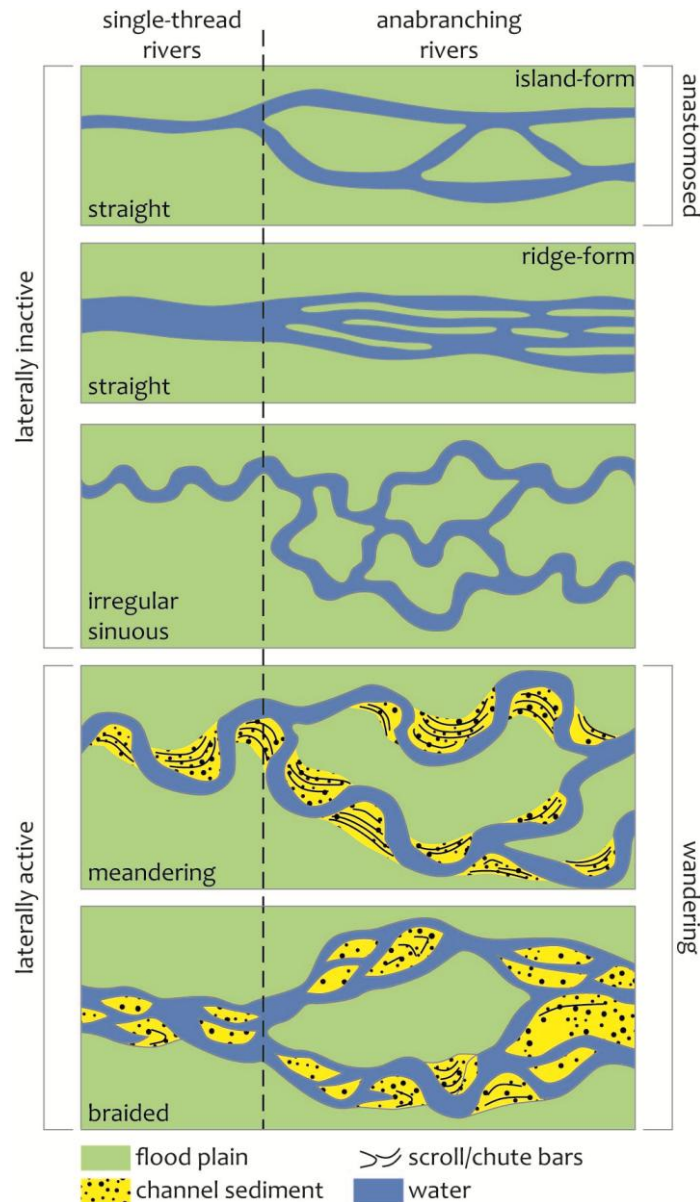


Figure II-10. Formes anabranches des styles fluviaux droits, sinueux, méandriques et en tresse (Kleinhans and Berg, 2011).

Ces systèmes sont définis par des chenaux multiples, séparés par des portions de plaine alluviale inactive. La forme anabranchée du style rectiligne, peu active latéralement, est appelée anastomosée.

L'identification et la classification d'un système fluvial est difficile et complexe. En effet, les différents styles fluviaux présentés ci-dessus s'observent généralement le long d'un cours d'eau avec une prédominance (Figure II-11) :

- des **systèmes en tresse** à l'amont, là où les conditions favorables sont représentées par de fortes pentes et une charge de fond dominante constituée de sédiments de granulométrie élevée ;
- des **systèmes méandriques** sur les pentes moyennes à faibles auxquelles sont associées des charges sédimentaires mixtes ;
- des **systèmes rectilignes** dans les zones de très faibles pentes avec des charges en suspension dominantes ;

- des **styles anastomosés** se développent plus sur les plaines de faible pente que dans les zones amont quel que soit le style de cours d'eau.

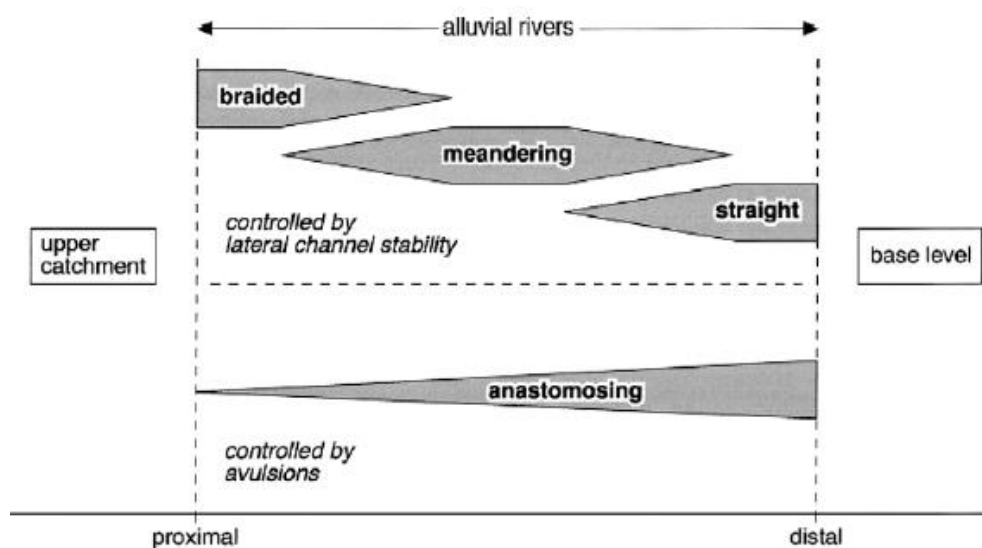


Figure II-11. Distribution spatiale des différents cours d'eau de l'amont à l'aval (Makaske, 2001).

II.1.4 Conclusions

Les rivières alluviales correspondent à des systèmes complexes dont les éléments géométriques ont fait l'objet de classifications détaillées. Ceux-ci vont évoluer en fonction du temps, principalement en fonction du débit liquide qui contrôle le niveau de l'eau et les vitesses d'écoulement, la granulométrie des sédiments ainsi que leur mode de transport et le développement des unités morpho-sédimentaires au sein du lit moyen du cours d'eau. Ils peuvent également évoluer d'amont en aval, en fonction des variations de pente ou d'apports sédimentaires.

Ces classifications présentent l'intérêt de s'appuyer sur des paramètres précis auxquels sont associés des géométries d'unités morpho-sédimentaires spécifiques, que nous allons présenter dans la partie suivante.

II.2 Les éléments architecturaux des systèmes fluviaux

La dynamique des systèmes fluviaux dépend largement des flux hydriques qui sont très souvent liés aux conditions climatiques. En dehors des crues de débordement, les sédiments sont transportés et déposés dans les conduits que constituent le chenal unique ou les différents bras d'un cours d'eau. La plaine d'inondation est quant à elle nourrie seulement lors des crues de débordement.

Au cours des deux derniers cycles glaciaires-interglaciaires, le style des cours d'eau en Europe de l'Ouest a évolué entre des styles méandriiformes (interglaciaire) et en tresse (glaciaire), styles sur lesquels nous allons nous focaliser dans la suite de ce chapitre.

Ainsi nous nous attacherons à décrire les différents éléments architecturaux de ces systèmes fluviaux à différentes échelles, en distinguant les objets formés au sein des chenaux, de ceux formés sur la plaine alluviale par des écoulements non-confinés.

II.2.1 Eléments architecturaux

II.2.1.1 Echelles temporelles des processus

Les enregistrements sédimentaires fluviaux reflètent l'ensemble des processus hydro-sédimentaires propres à chaque style fluvial. A chacun de ces processus peut être associé une échelle de temps ainsi que des structures sédimentaires spécifiques (Tableau II-1, Figure II-12) (Miall, 1996; Bridge, 2003) :

- la **structure élémentaire** d'un corps sédimentaire correspond à la lamine, qui se forme sous l'effet d'une bouffée turbulente de l'écoulement en quelques secondes ;

- les lamines se structurent généralement en **microformes de type rides ou dunes**, en fonction de l'intensité du courant, qui se forment et se déplacent à des échelles de temps allant de quelques minutes à quelques jours. Le dépôt successif des lamines permet le développement et la migration de ces microformes ;
- les macroformes sont construites par des évènements dont la durée est de l'ordre de plusieurs années. Ceux-ci correspondent aux évènements saisonniers, crue annuelle ou décennale qui se traduisent dans l'enregistrement sédimentaire par la croissance de macroformes dont l'architecture reflète également la migration du chenal (bancs d'accrétion latérale ou longitudinale) ;
- l'enregistrement sur les échelles de temps plus longues, de l'ordre de 10 à 100 ka, correspond à la bande active, construite par la divagation du/des chenaux au cours du temps avec des recoupements de tracés, diffluences conduisant à des systèmes anabranches, et avulsions qui créent de nouveaux tracés du cours d'eau ;
- sur des échelles spatio-temporelles plus grandes, les dépôts sédimentaires liés à l'action du cours d'eau s'organisent en grandes séquences qui reflètent des cycles de troisième et deuxième ordre en relation avec les variations eustatiques et les déformations du substratum. Celles-ci s'expriment dans les morphologies caractéristiques des vallées incisées, ou dans les relations entre corps sédimentaires amalgamés ou au contraire isolés.

Tableau II-1. Hiérarchisation des unités de dépôts fluviaux d'après Miall (1996).

Nous nous intéresserons dans notre étude aux unités grisées (corps sédimentaires les plus visibles avec nos moyens de détection).

Grp.	Echelle temps (a)	Processus	Taux séd. (m/ka)	Unité de dépôt	Ordre	Caractéristique
1	10 ⁻⁶ ~31 s	Turbulence		Lamine	0	Surf. lamine
2	10 ⁻⁵ - 10 ⁻⁴ 5 min-1 h	Mig. fig. séd.	10 ⁻⁵	Ride (microforme)	1	Surf. faisceau
3	10 ⁻³ ~9 h	Mig. fig. séd.	10 ⁵	Croissance de dune, surface de réactivation	1	Surf. faisceau
4	10 ⁻² - 10 ⁻¹ entre 3-4 jours et 1 mois	Mig. fig. séd.	10 ⁴	Dune (mésoforme)	2	Surf. groupe de faisceaux
5	10 ⁰ - 10 ¹ entre 1 a et 1 décennie	Evènement saisonnier, crue décennale	10 ² - 10 ³	Croissance de macroforme	3	Pendage 5-20° dans dir. d'accrétion
6	10 ² - 10 ³ entre 1 siècle et 1 millénaire	Mig. chenal ou barres, crue centennale	10 ² - 10 ³	Macroforme (barre de méandre, levée, lobe de crevasse)	4	Surf. sup. convexe vers le haut, petites surf. chenalisantes, surf. planes délimitant éléments de plaine alluviale
7	10 ³ - 10 ⁴	Processus géomorpho. long-terme (ex. avulsion)	10 ⁰ - 10 ¹	Chenal, lobe de delta	5	Base chenal plane à concave vers le haut
8	10 ⁴ - 10 ⁵	Cycle 5 ^e ordre, mouv. faille	10 ⁻¹	Ceinture de chenal, cône alluvial, séquence mineure	6	Plane, régionale, ou base de vallée incisée
9	10 ⁵ - 10 ⁶	Cycle 4 ^e ordre, mouv. faille	10 ⁻¹ - 10 ⁻²	Séquence majeure	7	Limite de séquence, plane, régionale ou base de vallée incisée
10	10 ⁶ - 10 ⁷	Cycle 3 ^e ordre, processus tecto. et eustatiques	10 ⁻¹ - 10 ⁻²	Remplissage de bassin sédimentaire	8	Discordance régionale

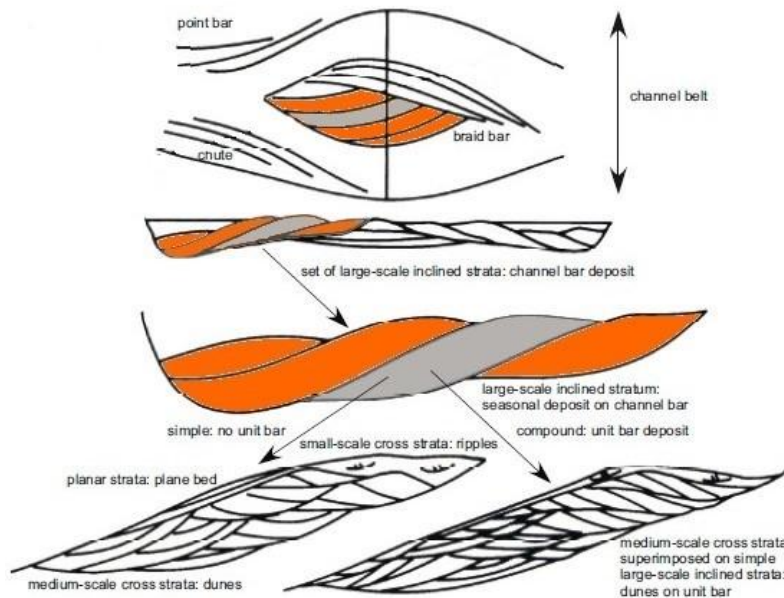


Figure II-12. Hiérarchisation des unités sédimentaires d'un cours d'eau d'après Bridge (2003), dans le cas d'un système fluvial en tresse.

Les données stratigraphiques sur la plaine alluviale de la Bassée nous montrent que celle-ci s'est construite sur une période n'excédant pas les 200 000 ans. Les témoins de l'activité de la Seine au cours de cette période seront donc à rechercher jusqu'au groupe 9 de la classification de Miall (1996), avec la dynamique des cycles glaciaires-interglaciaires décrite dans le Chapitre I qui conduit à des phases d'incision suivies de phases d'aggradation en réponse aux fluctuations climatiques et eustatiques.

II.2.1.2 Macroformes

Les chenaux correspondent à des morphologies érosives dans lesquelles se concentrent les écoulements. Dans les chenaux principaux, l'écoulement est latéralement contraint par les berges du cours d'eau s'il s'agit d'un chenal unique mais également par des bancs dans le cas de chenaux multiples. De plus, des chenaux secondaires peuvent se développer et disséquer les bancs qui bordent les cours d'eau ou qui se développent au sein du lit moyen. Les témoins de cette dynamique fluviale sont des corps sédimentaires qui se développent en réponse aux variations de l'écoulement et à la divagation du lit du cours d'eau. Les macroformes correspondantes sont des bancs aux géométries complexes comme nous allons le voir, ainsi que des remplissages de chenaux lorsque ceux-ci ont été abandonnés.

Les **bancs** sont des macroformes sédimentaires présentes sur le fond du lit ou attachées aux berges, dont la longueur et l'épaisseur sont respectivement proportionnelles à la largeur et à la profondeur du chenal (Posamentier and Walker, 2006). Ils sont généralement constitués de matériel sédimentaire grossier (sables et graviers), transporté dans la charge de fond (charriage et saltation). La plupart des bancs sont en réalité composés d'un amalgame de plusieurs bancs unitaires. On parle alors de **bancs composés**. La forme des bancs est généralement asymétrique, avec une contre-pente en érosion sur la face amont en pente douce, et une face aval active constituant le front de progradation du corps ou face « d'avalanche » avec une pente plus forte. La zone principale d'érosion correspond à la queue du banc (*bar tail*) et la zone principale de dépôt (front de progradation) à la tête du banc (*bar head*).

Bridge (1985, 1993a, 2003) présente un modèle conceptuel décrivant l'interaction entre l'évolution de la géométrie du chenal et le développement des bancs sédimentaires (Figure II-13). Dans un chenal rectiligne ou faiblement sinueux, des **bancs alternes attachés aux berges du chenal** peuvent se développer et induire une déviation de l'écoulement. Ces bancs migrent essentiellement vers l'aval et développent une longueur d'onde spécifique aux bancs alternes. Dans certains cas, le mécanisme étant encore sujet à débat (Chang, 1979), la sinuosité augmente et donne naissance à un système en

méandres. La longueur d'onde et la migration des bancs sont alors modifiées ; l'accrétion latérale domine et donne naissance aux barres de méandre, **bancs de migration latérale** (*point bar*).

Des bancs sédimentaires peuvent également se développer en **milieu de chenal**, en plus des bancs alternes rattachés aux berges. Selon l'orientation de la direction de croissance de ces bancs par rapport à celle de l'écoulement, on distingue les **bancs transversaux** et les **bancs longitudinaux**. Ces bancs se développent lorsque le niveau d'eau est suffisamment élevé pour les recouvrir. En dehors de ces périodes, ils vont induire une séparation de l'écoulement en différents brins qui, chacun avec sa dynamique propre, vont contribuer à remanier tout ou partie de ces bancs.

Dans les systèmes naturels, bancs latéraux et bancs de milieu de chenal peuvent coexister au sein d'un même système fluvial, avec une dynamique propre à chacun d'eux.

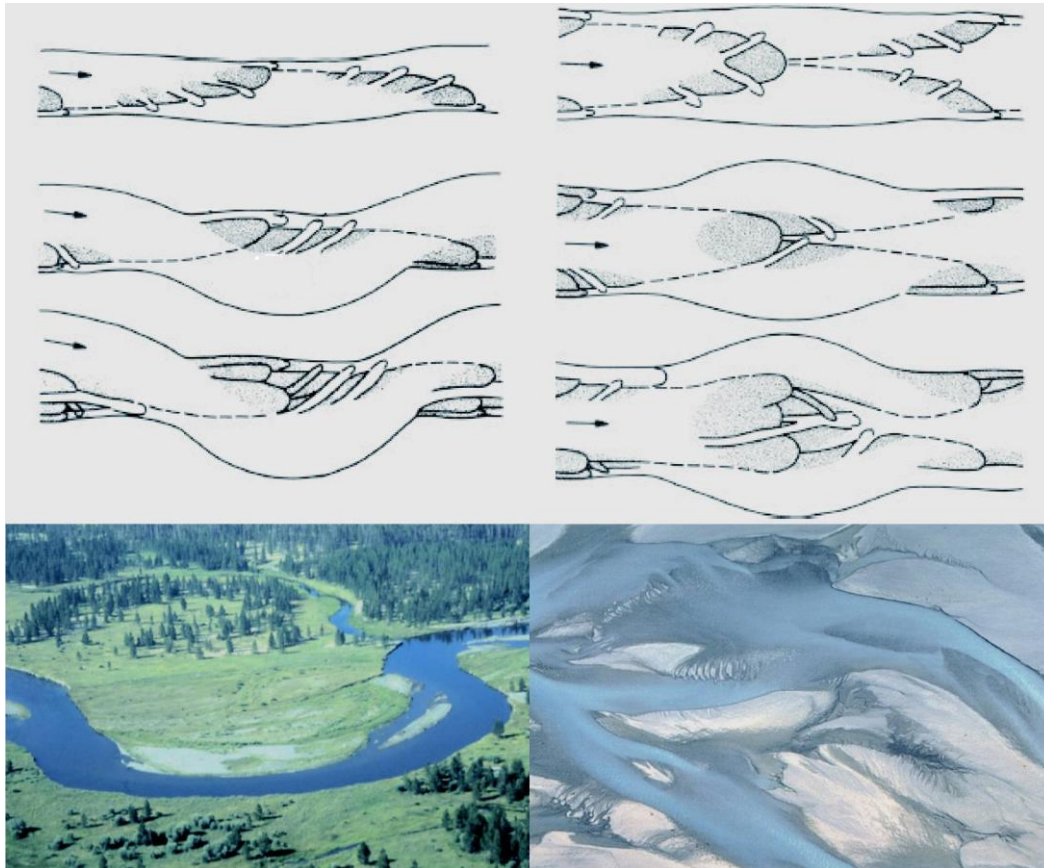


Figure II-13. Haut : Evolution idéale d'un chenal rectiligne avec le développement d'une barre de méandre (gauche) et/ou d'un banc de milieu de chenal donnant un système en tresse (droite) (Bridge, 1993b). Bas : Photos illustrant une barre de méandre (gauche) et un banc de milieu de chenal (droite) (Bridge, 2006).

Dans le cadre de cette étude, l'accent est mis sur les deux styles fluviaux contrastés qui se développent au cours des cycles climatiques interglaciaires-glaciaires :

- **les systèmes méandriformes** caractérisés par des bancs d'accrétion latérale rattachés aux berges, les *barres de méandre* ;
- **les systèmes en tresse** au sein desquels se développent des bancs longitudinaux et transversaux rattachés ou non aux berges, qui conduisent à une diffluence de l'écoulement entre ces bancs lors des faibles niveaux d'eau.

II.2.2 Les systèmes méandriformes

Les différentes classifications des systèmes fluviaux définissent les systèmes méandriformes comme des systèmes monochenalisés, de sinuosité supérieure à 1,5 avec une charge mixte et s'écoulant sur des pentes faibles (Cf. II.1.3). Le développement de chenaux anabranches est courant dans ce type de système fluvial.

II.2.2.1 Dynamique de l'écoulement

L'écoulement dans un système en méandres revêt une forme hélicoïdale dans la boucle de méandre avec un écoulement rapide à l'extérieur de la boucle qui est alors soumise à des phénomènes d'érosion et présente une pente abrupte. Au contraire les faibles vitesses de l'écoulement à l'intérieur du méandre contribuent à l'accumulation de sédiments sur une pente douce. Ceux-ci vont former au cours de la migration du chenal des **bancs d'accrétion latérale**, les corps sédimentaires les plus caractéristiques de ce type de cours d'eau (Figure II-14).

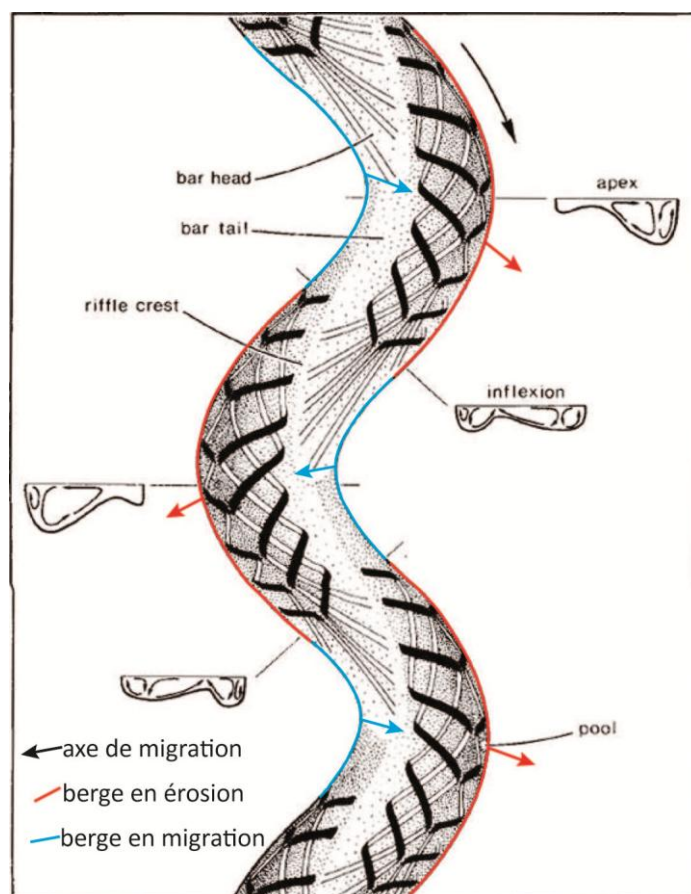


Figure II-14. Section de chenal et dynamique de l'écoulement d'après Thompson (1986).

La construction du banc d'accrétion latérale sur la berge interne du méandre compense l'érosion de sa berge externe. La largeur du chenal est ainsi conservée et la section reste à l'équilibre (Hickin, 1974). La croissance des bancs d'accrétion latérale se fait avec une composante principale perpendiculaire à l'écoulement et une secondaire vers l'aval (Figure II-15). Il s'agit là du mode de migration le plus simple, mais le méandre peut se développer avec des rapports entre ces deux composantes de migration qui évoluent au cours du temps. La boucle de méandre acquiert alors des géométries complexes allant d'une courbure parfaitement symétrique à des formes asymétriques composées d'une boucle simple ou composée (Figure II-15) (Brice, 1974).

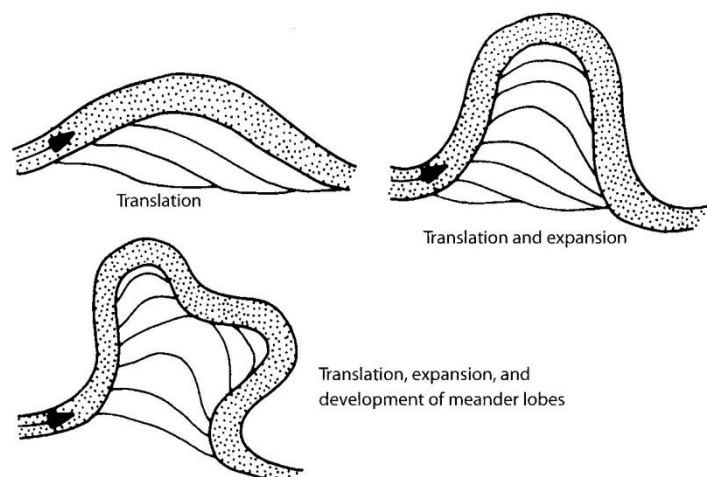


Figure II-15. Exemple de modes de migration du chenal dans un méandre d'une rivière à chenal unique, et géométries correspondantes des bancs d'accrétion latérale (Bridge, 2003).

Le premier mode (en haut à gauche) illustre une migration uniquement vers l'aval, le second (en haut à droite) correspond à une migration principale perpendiculaire à la direction d'écoulement, le dernier (bas) à l'expansion du méandre, développant deux boucles qui traduisent les interactions entre migration aval et latérale.

II.2.2.2 Anatomie d'une barre de méandre

La surface supérieure du banc d'accrétion latérale présente généralement des séries de **crêtes** et de **rigoles** (*rigdes and swales*) appelées **croissants d'alluvionnement** (*scroll bars*) (Figure II-16) qui peuvent être plus ou moins marqués. Ces différences topographiques entre les crêtes successives reflètent l'intensité des crues. La hauteur du corps sédimentaire qui se dépose lors d'une crue est égale, à l'apex du méandre, à la hauteur de la lame d'eau dans le chenal (Bridge and Mackey, 1993). Lorsque ces barres d'accrétion latérale sont bien préservées, celles-ci forment un paysage caractéristique de croissants successifs végétalisés, sur lesquels les végétaux pionniers ont conquis les crêtes. Du fait de leur légère surélévation, ces végétaux sont moins souvent submergés (Figure II-16).

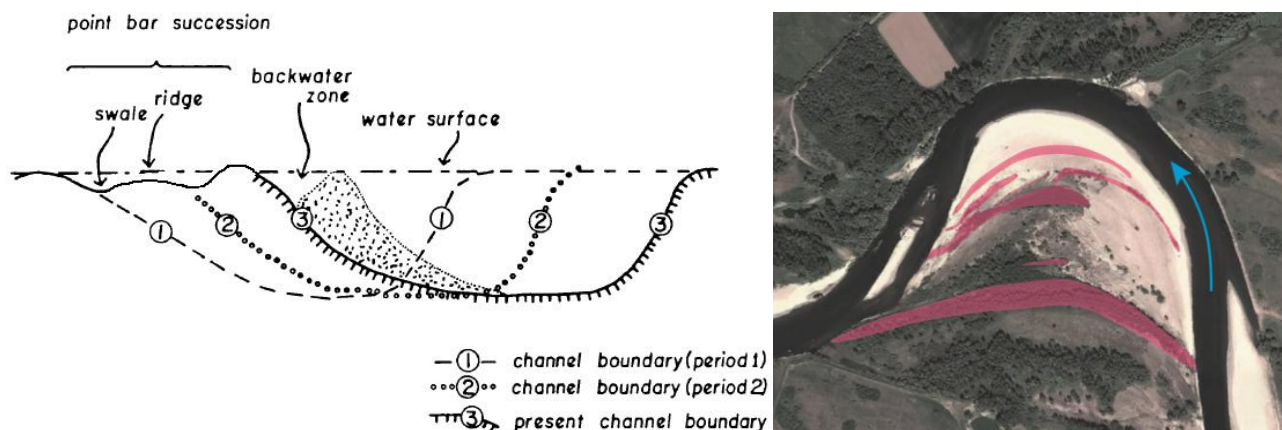


Figure II-16. Etapes de la formation d'un banc d'accrétion latérale [modifiée d'après Hickin, (1974)] et exemple de croissants d'alluvionnement dans un méandre (Allier à l'amont de Moulins, France).

Les zones en rouge correspondent aux crêtes (*ridges*) sur lesquelles s'installent les premiers végétaux.

McGowen and Garner (1970) proposent un modèle général plus complet mais plus complexe (Figure II-17) d'après des observations faites près de Magnolia en Louisiane (USA) sur un système actuel. Ils définissent plusieurs ensembles, deux rattachés à la barre de méandre et le troisième au chenal :

- la partie supérieure de la barre de méandre (*upper point bar*) comprend deux termes. Le terme supérieur est composé de sédiments présentant des stratifications obliques au toit desquelles s'observent les crêtes et rigoles qui reflètent les hauteurs des crues de débordement. La transition avec le terme inférieur se fait à la faveur d'une rupture de pente marquée, autour de 18° . La surface supérieure de ce terme constitue un replat se terminant par

une seconde rupture de pente, transition avec la partie inférieure de la barre de méandre. Les sédiments présentent toujours des stratifications obliques ;

- la partie inférieure de la barre de méandre (*lower point bar*) correspond à des stratifications obliques de moindre taille qui s'organisent en un corps sédimentaire dont la surface supérieure est faiblement inclinée (2-3°). Cet ensemble se situe au-dessus du niveau d'étiage. La transition avec le fond du chenal se fait par une rupture de pente qui atteint des valeurs autour de 8° ;

- la zone toujours en eau, le lit mineur, est limitée à l'extérieur du méandre par la berge concave fortement pentée. C'est dans cette zone que l'on trouve les sédiments les plus grossiers (charge de fond). Sa morphologie est complexe avec des seuils et mouilles.

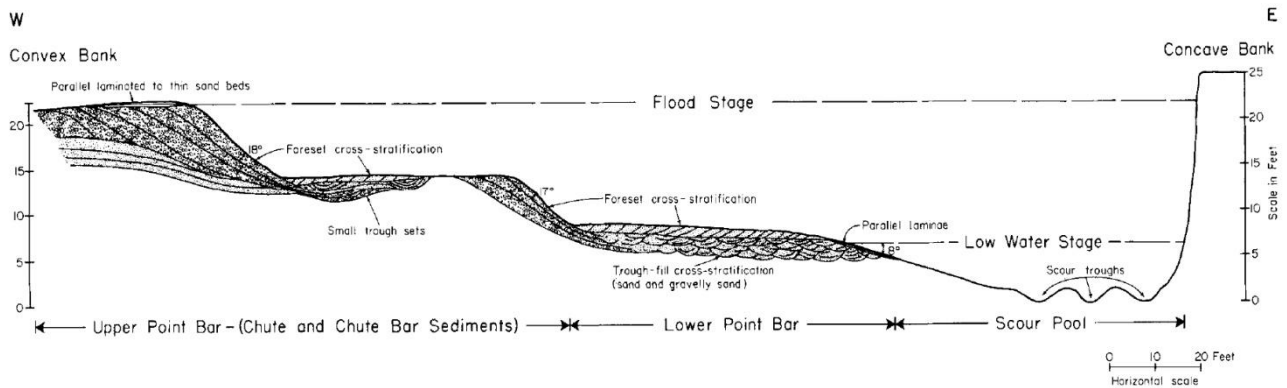


Figure II-17. Profil et structures d'un banc d'accrétion latérale (McGowen and Garner, 1970).
Banc d'accrétion latéral mis en place dans un cours d'eau au régime hydrologique contrasté.

Dans les systèmes actuels, l'imagerie par géoradar donne accès à la structure des bancs d'accrétion latérale qui présentent en général une série de réflecteurs continus obliques (Figure II-18). Sur l'exemple de la Figure II-18, la base de la barre de méandre (*lower bar*) repose sur une surface d'érosion (ici sur des dépôts glaciaires). La linéation de la base du banc n'est pas clairement marquée. Les réflecteurs recouvrent la surface de discordance érosive en « *downlapping* ». La partie supérieure de la barre de méandre (*upper bar*) présente de grandes de structures obliques.

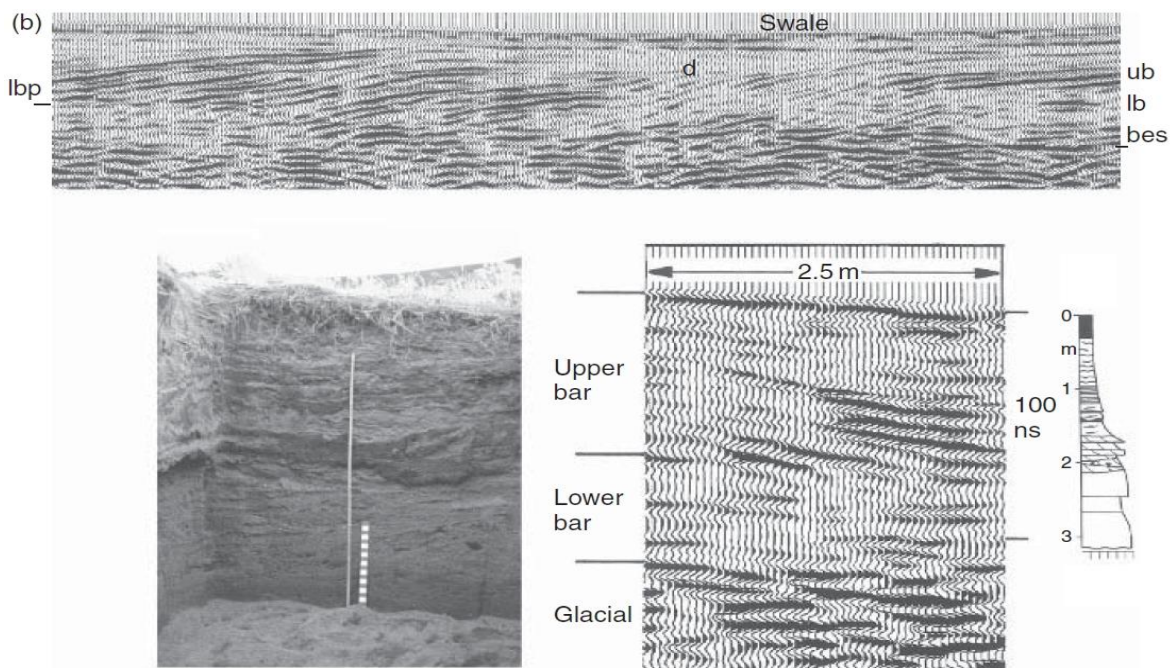


Figure II-18. Profils géoradar, photographie et coupe d'un banc d'accrétion latérale (Bridge, 2008).
Les réflecteurs dans les profils géoradars correspondent à des variations de granulométrie. ub : upper bar, lb : lower bar, bes : basal erosion surface, d : discontinuity et lbp : lower bar platform.

A l'échelle de la barre de méandre, les surfaces d'accrétion latérale s'organisent en stratifications obliques de faible pente (autour de 1° pour les grands cours d'eau jusqu'à 25° pour les petits cours d'eau), nommées ECS (*Epsilon Cross-Stratification*) (Allen, 1963). La hauteur de ces surfaces correspond à la hauteur d'eau lors des crues de plein bord. Les petites structures présentes au sein de ces grandes stratifications correspondent à des migrations vers l'aval, généralement perpendiculaires à la direction de migration des ECS.

En terme de granulométrie, les dépôts de barres de méandre sont caractérisés par une séquence grano-décroissante bien exprimée dans la partie aval ; à l'amont les sédiments sont en général plus grossiers (Nijman and Puigdefábregas, 1978). On observe également une diminution de la granulométrie moyenne entre le pied de la barre de méandre qui se situe au niveau du lit mineur et son sommet à l'intérieur de la boucle. Cette évolution est illustrée par l'exemple de la Figure II-19 (système fluviatile fossile Eocène-Oligocène, bassin de Loranca, Espagne) : sur chaque profil, les séquences sont grano-décroissantes, allant de sables grossiers à proximité de l'axe du chenal à des sables fins dans la partie interne de la barre. Les structures sédimentaires reflètent l'énergie du courant avec une succession de stratifications en auge associées aux sables grossiers à fins, et des rides de sables fins à très fins.

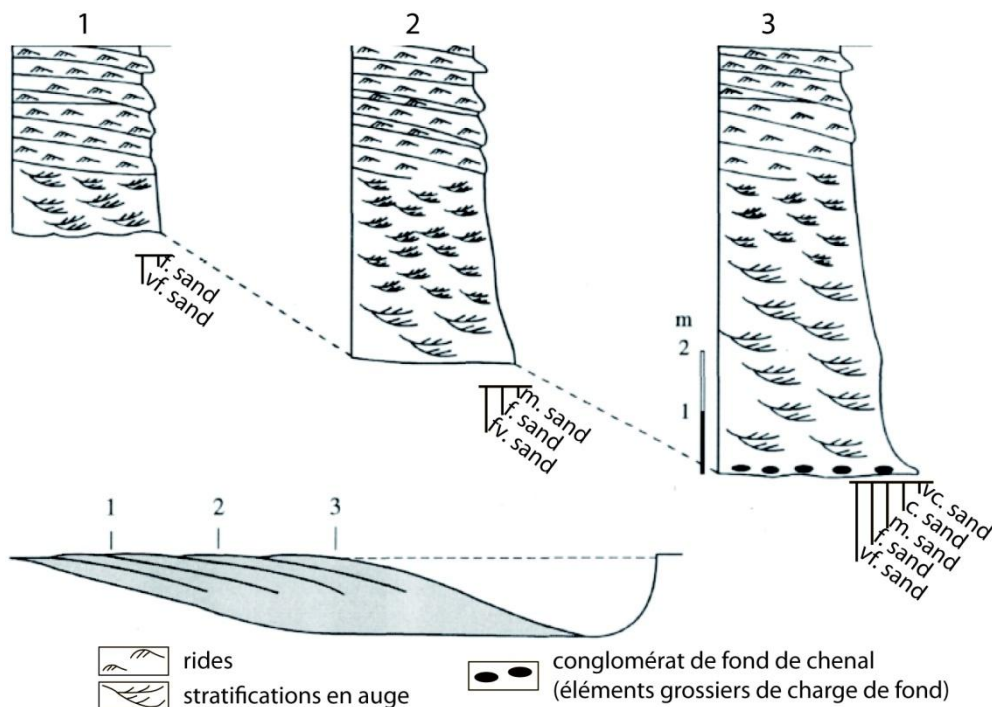


Figure II-19. Faciès et granulométrie d'un banc unitaire d'accrétion latérale [modifiée d'après (Martinus and Nieuwenhuijs, 1995)].

II.2.2.3 Les méandres abandonnés ou bras morts

La forte mobilité des cours d'eau en méandres conduit durant la migration au recouplement de leurs boucles de méandre lorsque les bras deviennent tangents. Au cours de son développement, l'amplitude de la boucle de méandre croît en même temps qu'elle s'élargit. Lorsque les tracés des boucles sont tangents, l'écoulement principal recoupe cette zone étroite et court-circuite une partie du chenal. Dans cette portion de chenal déconnectée de l'écoulement principal du cours d'eau, l'hydrodynamisme diminue fortement jusqu'à former une étendue d'eau plus ou moins stagnante, un bras mort (*oxbow lake*). Celui-ci se comble alors progressivement de matériel provenant des crues de débordement du chenal actif adjacent. La nature et la rapidité des processus de déconnection contrôlent l'architecture du remplissage de ces **méandres abandonnés** (*oxbow lakes*).

Trois processus sont à l'origine de ces abandons de méandres : **les recouplements de méandre par tangence** (*neck cutoff*), **les recouplements de méandre par débordement** (*chute cutoff*) et **les**

abandons de chenaux par avulsion (nous décrivons le processus d'avulsion dans la partie suivante Cf. II.4).

Les recouplements de méandres raccourcissent le tracé du cours d'eau et augmentent donc localement sa pente (Allen, 1965a). La fréquence de ces recouplements est proportionnelle à la sinuosité du chenal (Allen, 1965a). Lors d'un **recouplement de méandre par tangence** (Dieras, 2013), les deux bras d'une boucle de méandre migrent l'une vers l'autre pour se rejoindre par tangence, ce qui entraîne le recouplement du méandre (Figure II-20). L'écoulement n'emprunte plus le tracé de la boucle le long de laquelle on observe un rétrécissement du chenal par dépôt des sédiments lors des fortes crues. La boucle de méandre est ainsi progressivement isolée du cours principal par les sédiments qui se déposent préférentiellement au voisinage de la zone de recouplement donnant naissance à un bouchon sableux. En fonction de la charge du cours d'eau, le lac qui occupe le bras mort sera comblé plus ou moins rapidement.

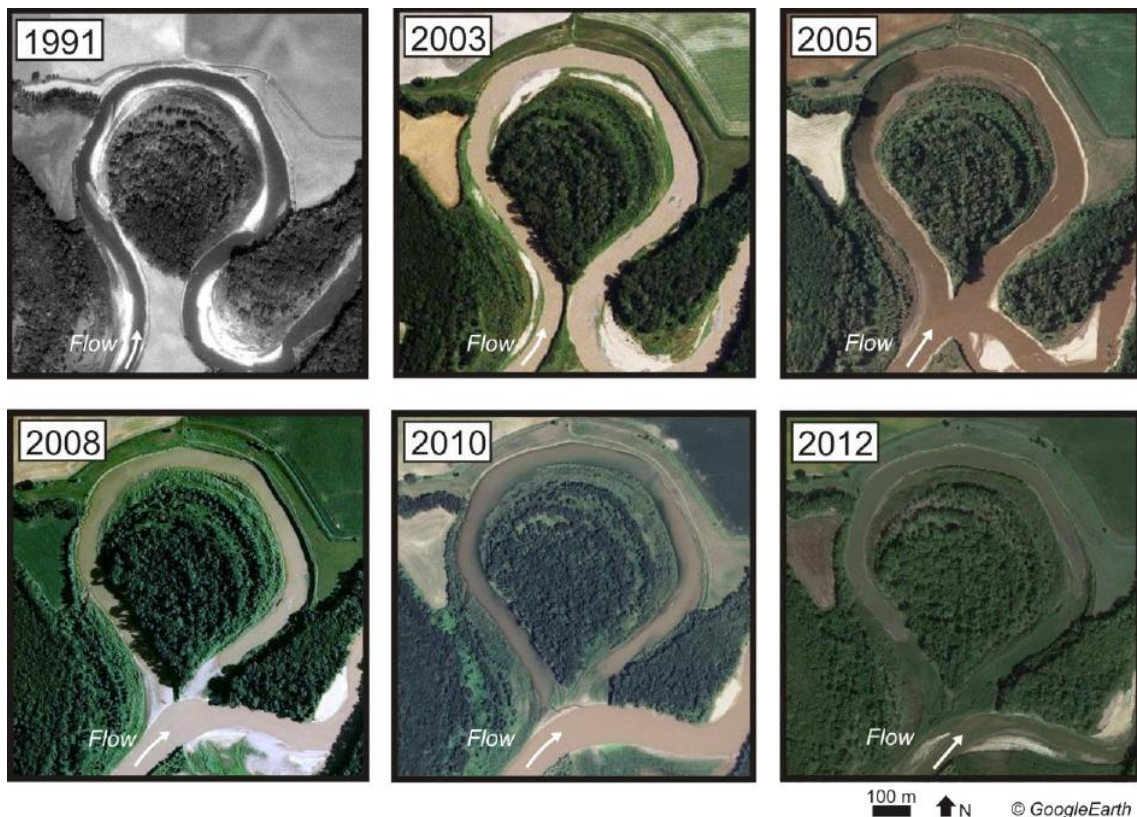


Figure II-20. Evolution d'un recouplement de méandre par tangence (neck cutoff) (Dieras, 2013). Le recouplement d'un méandre de la Smoky Hill River (Kansas, USA) a eu lieu entre 2003 et 2005, créant ainsi un méandre abandonné.

Un autre mode de recouplement de méandre correspond à un surcreusement d'une des dépressions séparant les croissants d'alluvionnement de la barre d'accrétion latérale au cours d'une crue, conduisant au développement d'un chenal de chute. On parle alors de **recouplement de méandre par débordement**. Les phénomènes déclenchant la création de ces chenaux de chute correspondent à des crues (Micheli and Larsen, 2011; Dieras, 2013) qui ne sont pas obligatoirement de grande magnitude (Ghinassi, 2011; Dieras, 2013) mais atteignent tout de même le sommet de la barre de méandre. (Figure II-21). En période de crue, un creusement se développe dans la partie interne du méandre à la faveur des creux topographiques pré-existants (mouilles) (Figure II-21A, Stage II), pour évoluer par la suite en chenal de chute qui crée une seconde ligne d'écoulement dans la boucle du méandre (Figure II-21A, Stage III). Lors de la décrue, l'écoulement au sein du chenal de chute est préservé et peut devenir le chenal principal. La jonction avec l'ancien chenal principal est rapidement comblée par des dépôts sableux (*bouchons sableux*), la bifurcation est alors pérennisée.

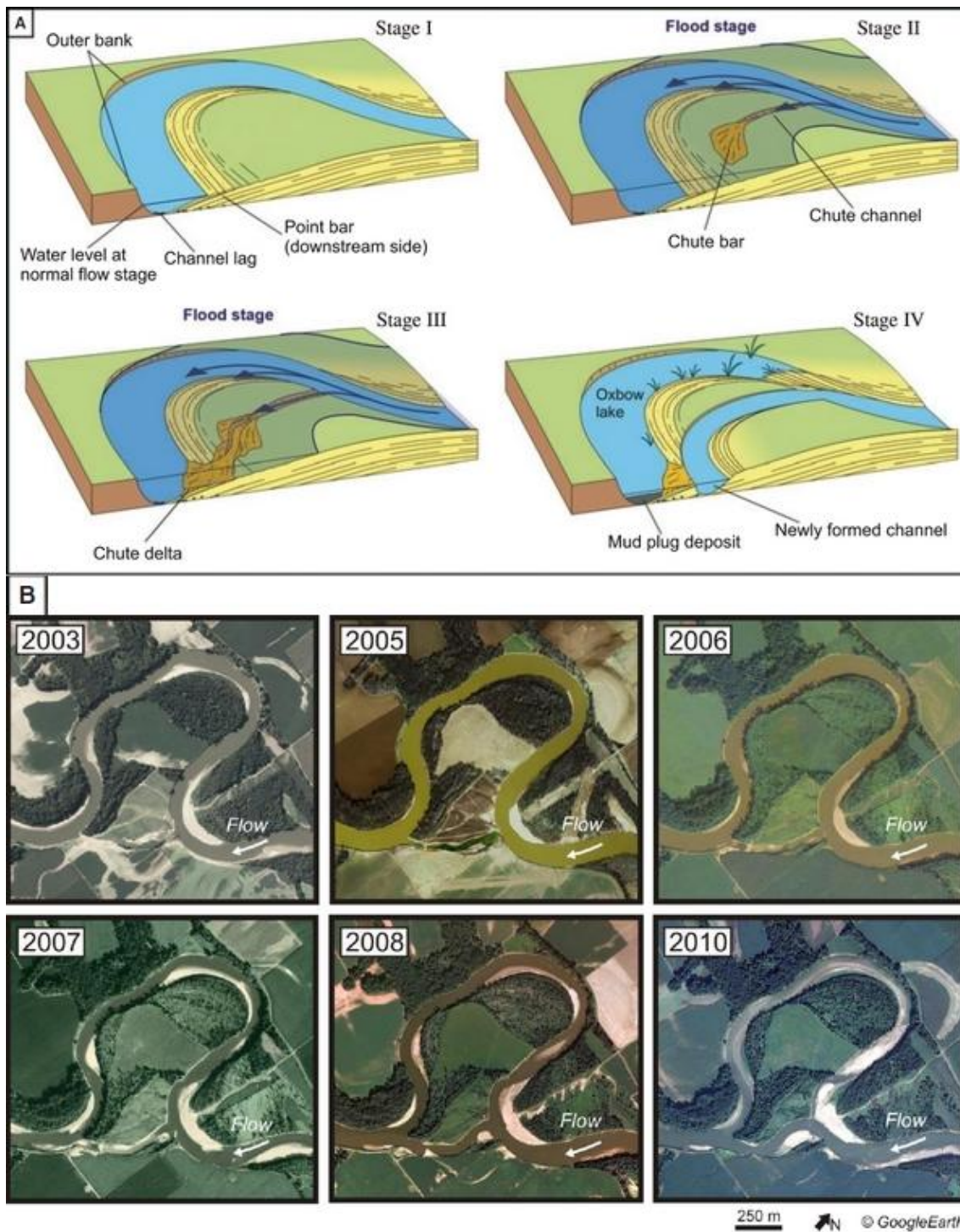


Figure II-21. Recouplement de méandre par débordement.

A : Schéma explicatif montrant le processus de recouplement de méandre par un chenal de chute (Ghinassi, 2011),
 B : Evolution d'un recouplement de méandre par débordement (chute cutoff) (Dieras, 2013) dans la White River (Indiana, USA).

Le comblement des bras morts, quel que soit le processus de recouplement de méandre, se fait lors de crues de débordement. La différence majeure réside dans la granulométrie des sédiments qui se déposent dans les bras morts (Allen, 1965a; Dieras, 2013) (Figure II-22). Les proportions de sédiments grossiers (graviers et sables) sont plus importantes lorsqu'il s'agit d'un recouplement par chenal de chute car la trajectoire de l'écoulement principal peut être incertaine pendant une certaine période, alors que dans le cas d'un recouplement par tangence le nouveau tracé est beaucoup plus court et plus penté.

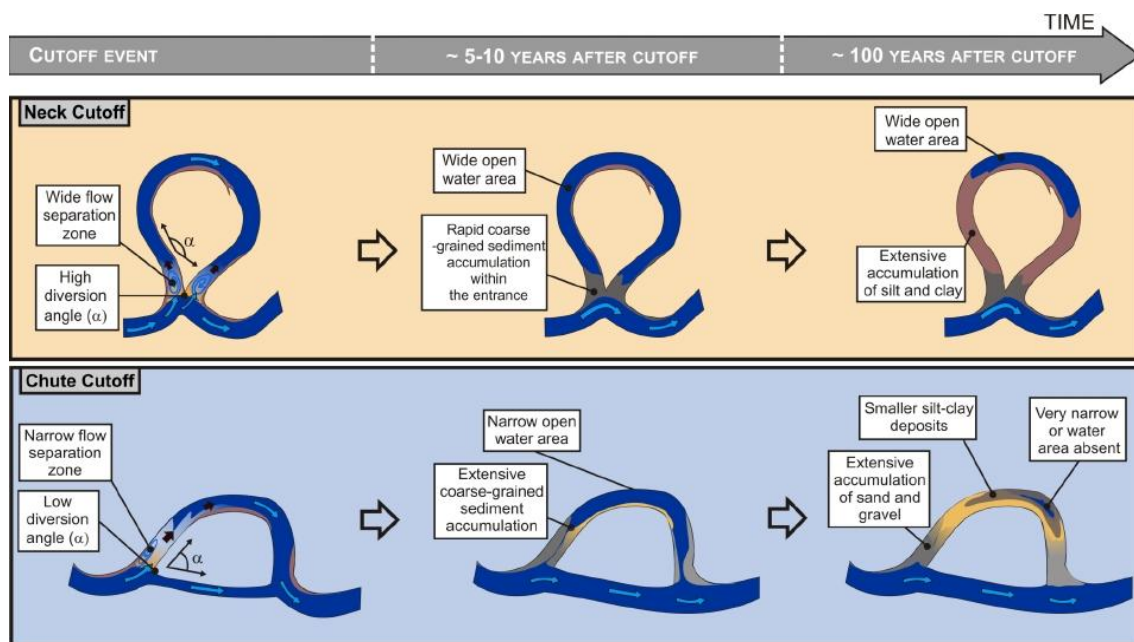


Figure II-22. Représentation schématique de l'évolution des méandres abandonnés en fonction de leurs processus de formation (Dieras, 2013).

Haut : recouplement par tangence. Bas : Recouplement par chenal de chute.

La séquence sédimentaire de colmatage du méandre abandonné est ainsi contrôlée par le processus qui a conduit au recouplement du méandre (Figure II-23). La séquence de comblement est proportionnellement plus riche en sédiment grossier lorsque l'abandon du méandre est progressif, comme c'est souvent le cas d'un recouplement de méandre par débordement et mise en place d'un chenal de chute. On observe alors une décroissance régulière de la granulométrie des sédiments correspondant à la phase d'abandon progressif, le colmatage terminal se traduisant toujours par des sédiments très fins dont l'épaisseur est réduite (Figure II-23 gauche). Dans le cas du comblement du méandre abandonné par tangence (Figure II-23 droite), l'abandon est généralement très rapide et se traduit par une épaisseur faible de sédiments sablo-silteux et un dépôt conséquent de sédiments fins (argiles). L'existence de ces eaux stagnantes est souvent identifiée par le développement d'une vie lacustre dont les restes peuvent être préservés dans les sédiments fins.

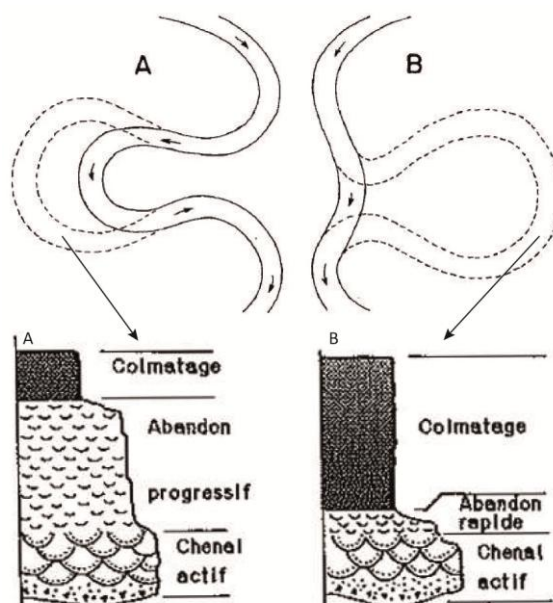


Figure II-23. Séquence sédimentaire idéale d'un méandre abandonné en fonction du mécanisme qui a conduit à sa mise en place d'après (Allen, 1965a; Cojan and Renard, 2006).

A : Recouplement par chenal de chute, B : Recouplement par tangence.

II.2.2.4 Synthèse des unités de dépôt chenalisées des systèmes méandriformes

Les systèmes fluviatiles méandriformes sont des systèmes monochenalés qui développent une sinuosité supérieure à 1,5, et construisent des unités morpho-sédimentaires caractéristiques et contrastées :

- les bancs d'accrétion latérale avec une granulométrie importante, une porosité et une perméabilité forte ;
- les méandres abandonnés de granulométrie fine qui créent des barrières de perméabilité et de porosité.

Il en résulte au gré des dépôts de ces unités morpho-sédimentaires des systèmes complexes qui créent des dynamiques d'écoulements également complexes dans le remplissage alluviale.

II.2.3 Les systèmes en tresse

Les rivières en tresse correspondent à des systèmes multichenalés, très mobiles dans l'espace et dans le temps. Les chenaux multiples sont séparés par des bancs peu ou pas végétalisés. La végétation qui se développe sur ces bancs est une végétation pionnière herbacée voir arbustive, régulièrement arrachée par les débits importants des épisodes de crues. Lorsque les bancs sont colonisés par une végétation pérenne qui les fixe, on ne parle alors plus de système en tresse mais de système anabranché.

II.2.3.1 Dynamique de l'écoulement

Les rivières en tresse sont caractérisées par des régimes hydrauliques très contrastés, alternant entre épisodes de crues très énergétiques et périodes d'étiage. Les variations de débit sont importantes, parfois même à l'échelle journalière. Ces systèmes sont caractérisés par un transport sédimentaire grossier très important, et des processus de dépôt et d'érosion conséquents en relation avec les déplacements rapides et fréquents des chenaux (Best and Bristow, 1993).

En période de hautes eaux, les rivières en tresse présentent un chenal unique peu sinueux. C'est durant cet épisode de fort hydrodynamisme, pendant lequel une charge sédimentaire assez grossière est transportée, que se mettent en place dans le chenal les formations alluviales caractéristiques de ces rivières : les **bancs longitudinaux** (*longitudinal bar*) et **transversaux** (*transverse bar*), qui seront décrits dans le paragraphe suivant (Figure II-24).

En période de basses eaux, ce système passe d'un système monochenalé à un système multichenalé transportant une charge sédimentaire plus fine. Les différents bras de l'écoulement divagent entre les bancs découverts qui ont été construits pendant les périodes de hautes eaux. La dynamique de certains de ces bras s'apparente à celle d'un système méandriforme avec le développement d'une forte sinuosité et la construction de barre d'accrétion latérale. Le potentiel de préservation des dépôts de basses eaux est assez faible du fait des forts contrastes hydrauliques avec les conditions de hautes eaux.

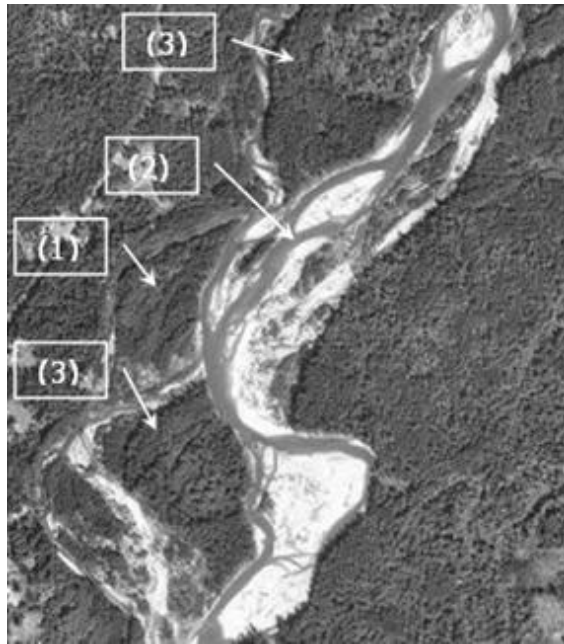


Figure II-24. Rivière en tresse en période de basses eaux.

1) Banc d'accrétion latérale avec ses croissants d'alluvionnements, 2) Chenal en tresse avec des bancs longitudinaux et transversaux, 3) Bancs composés boisés (source : <http://www.ecy.wa.gov/programs/sea/sma/cma/page6-task3.html>).

II.2.3.2 Anatomie des bancs sédimentaires

Le tressage observé en période de basses eaux est induit à la décrue par les dépôts mis en place en période de hauts niveaux d'eau : les **bancs longitudinaux** composé de sédiments très grossiers (Figure II-25), et des corps de plus petite taille et de granulométrie plus fine appelés **bancs transversaux** (Miall, 1977; Galloway and Hobday, 1983). Les **bancs transversaux** se mettent en place au sein des chenaux aussi bien en période de bas que haut niveau d'eau (Figure II-25).

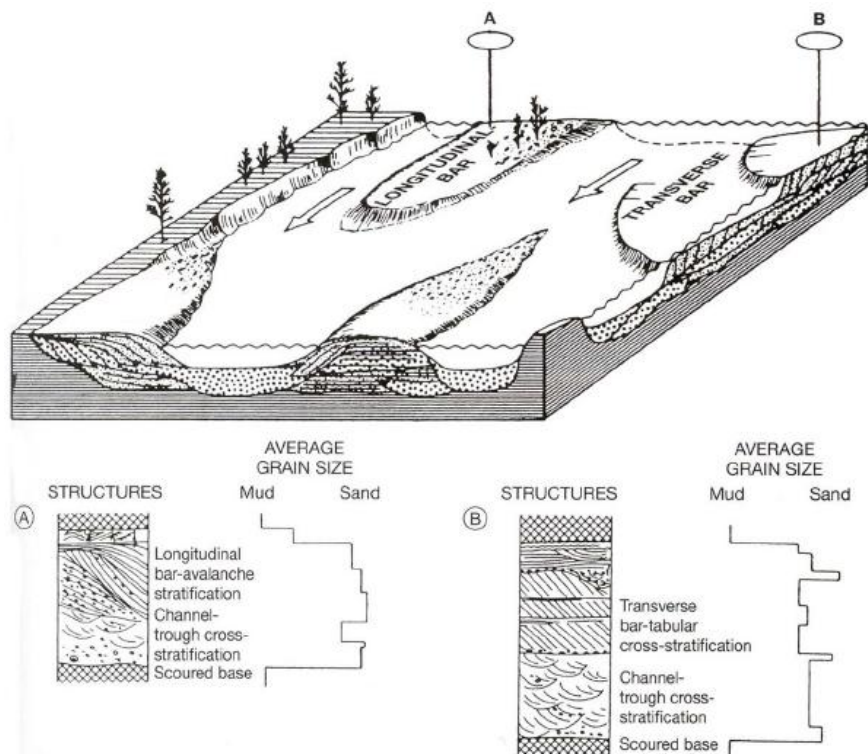


Figure II-25. Répartition, morphologie et structures sédimentaires des bancs longitudinaux et transversaux (Galloway and Hobday, 1983).

Ces deux types de corps sédimentaires représentent les pôles extrêmes des constructions qui se développent dans les cours d'eau en tresse. Dans les systèmes naturels, du fait de la variabilité de l'intensité des courants, on observe de nombreux corps sédimentaires hybrides entre ces deux pôles avec des formes diverses comme les bancs linguoïdes (Figure II-26).

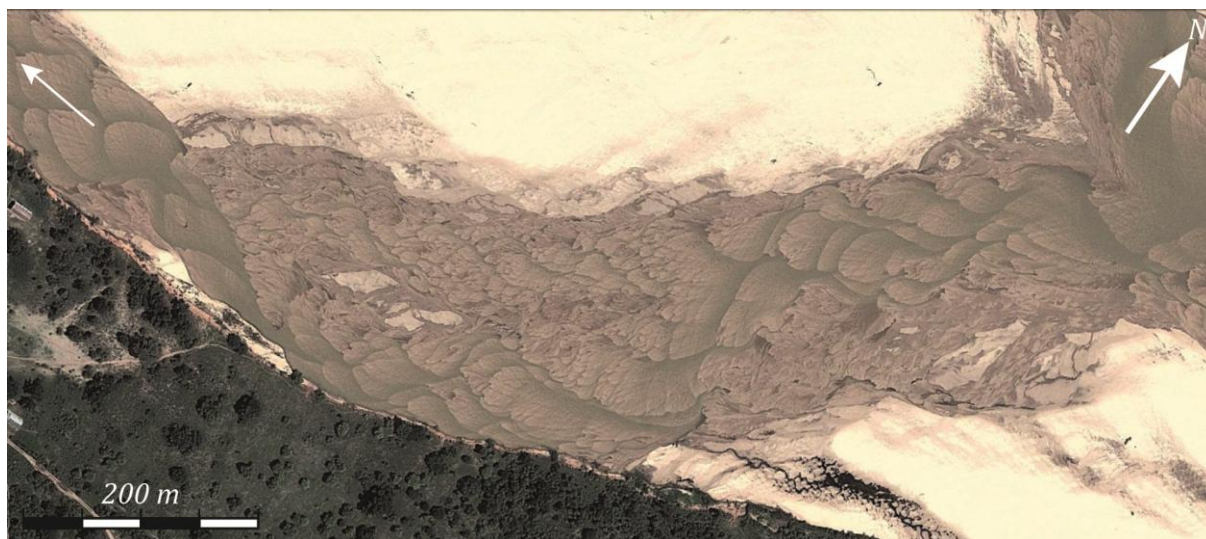


Figure II-26. Champ de bancs linguoïdes dans la rivière Morondava, Madagascar (Google Earth).

Les séquences sédimentaires caractéristiques des systèmes en tresse sont composées de sédiments relativement grossiers avec souvent des superpositions de séquences grano-décroissantes qui traduisent les remaniements successifs des bancs graveleux par les tracés divagants du cours d'eau. Il est également possible d'observer localement des sédiments fins préservés au sein de séquences grossières (dépôts de bras mort).

II.2.3.3 Synthèse des unités de dépôt chenalisées des systèmes en tresse

Les systèmes en tresse sont des systèmes très contrastés, caractérisés par des dynamiques d'écoulement de hautes eaux très énergétiques monochenalisées qui mettent en place des bancs longitudinaux et des dynamiques plus faibles de basses eaux qui développent des bancs transverses.

En période de basses eaux les écoulements sont disséqués par les bancs longitudinaux. Le système évolue de manière multichenalisée et développe une certaine sinuosité.

II.3 Les dépôts non chenalisés de plaine d'inondation

La plaine d'inondation est alimentée dans son ensemble lors de périodes de crue, ou ponctuellement par les ruptures de levées qui conduisent à la formation de lobes de crevasses, et parfois à une diversion du cours d'eau, une avulsion.

Les dépôts de crues de débordement sont relativement fins (silts et argiles) alors que les lobes de crevasse sont alimentés par la charge de fond des chenaux, et sont donc constitués de sédiments plus grossiers (sables). Ils créent ainsi des corps sédimentaires très poreux au sein d'un ensemble de très faible perméabilité. L'ensemble de ces dépôts sédimentaires peut se retrouver aussi bien dans les rivières en méandre que dans celles en tresse. Nous avons choisi de traiter les deux ensemble et de noter les spécificités lorsque nécessaire.

II.3.1 Les dépôts de crues de débordement

Lors des crues de débordement, l'écoulement, confiné dans le chenal, envahit la plaine d'inondation conduisant au dépôt de sédiments fins (silts et argiles) sur une vaste surface. Du fait de la perte rapide d'énergie de l'écoulement sur cette large surface, les sédiments les plus grossiers se déposent à proximité du chenal, formant ainsi des levées. La granulométrie décroît régulièrement au fur et à mesure que l'on s'éloigne de celui-ci.

II.3.2 Les levées

Les levées (*levee*) se développent en bordure de cours d'eau et sont bien développées dans les cours d'eau à charge mixte. On les observe généralement sur les cours d'eau possédant de faibles gradients et présentant une certaine stabilité latérale (Nanson and Croke, 1992). Les levées constituent les premières unités sédimentaires en dehors du chenal et correspondent aux interactions entre l'hydrodynamisme du cours d'eau et la géométrie de la plaine d'inondation (Hudson and Heitmuller, 2003; Filueira-Riviera et al., 2007).

Les caractéristiques morphologiques récurrentes des levées comprennent (Brierley et al., 1997) :

- des pentes proximales (faces orientées vers le chenal) assez abruptes, entre 10° et 35° alors que celles distales (faces orientées vers la plaine d'inondation) sont plus douces, variant entre 5° à 15° (Brierley et al., 1997; Ferguson and Brierley, 1999) ;
- une section de géométrie spécifique, prismatique (Brierley et al., 1997; Adams et al., 2004) ;
- une position spécifique qui délimite le lit moyen du lit majeur.

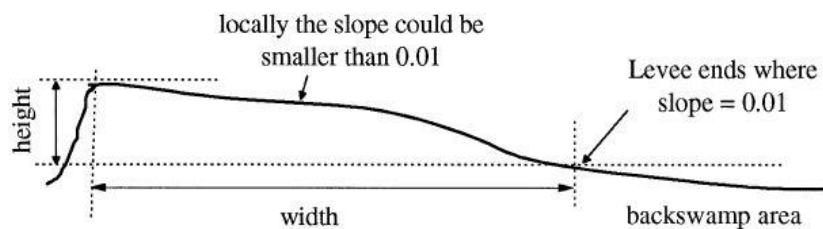


Figure II-27. Morphologie en coupe transversale d'une levée (Cazanacli and Smith, 1998).
Le chenal se trouve sur la gauche, la plaine d'inondation vers la droite.

Bien que leurs formes soient caractéristiques, les levées sont parfois difficiles à identifier précisément car la limite entre la levée et la plaine d'inondation est assez graduelle (Cazanacli and Smith, 1998). Les auteurs placent souvent celle-ci au niveau de la rupture de pente, lorsque la pente devient inférieure à $0,01^\circ$.

Ces cordons surélevés par rapport au chenal ne sont pas systématiquement continus et peuvent être présents dans tous les styles fluviaux (méandrique, en tresse, rectiligne et anastomosé). Elles sont plus développées sur les berges concaves des cours d'eau (Leopold and Wolman, 1957; Allen, 1965a; Brierley et al., 1997) et leurs dimensions sont en rapport avec la taille des cours d'eau qu'elles bordent (Hudson and Heitmuller, 2003). Il existe par ailleurs une forte corrélation linéaire entre la largeur d'un chenal et celle de ses levées, celles-ci étant en moyenne entre 4 et 5 fois plus larges que le chenal (Williams, 1986; Bridge, 2003; Hudson and Heitmuller, 2003).

En terme de texture, la granulométrie des levées varie entre des sables fins et des argiles (Brierley et al., 1997; Gibling et al., 1998). Cette granulométrie assez fine reflète la composition du matériel en suspension lors du débordement de l'écoulement.

Les observations faites sur des systèmes fluviaux modernes permettent d'analyser finement les structures sédimentaires présentes : une accumulation verticale des sédiments présentant des structures de lits plans, de rides, de rides grimpantes sablo-silteuses parfois intercalées de lits argileux (Brierley et al., 1997).

Dans les séries fossiles, ces structures constituent des unités litées en biseau qui s'étendent de part et d'autre des dépôts chenalisés massifs (Figure II-28) (Mohrig et al., 2000). Les levées se présentent ainsi comme des ailes (*wings*) accolées à la partie supérieure des dépôts chenalisés (*channel core*). Les dépôts de levées sont constitués de lits de faible épaisseur, au sein desquels il est parfois possible d'observer des rides.

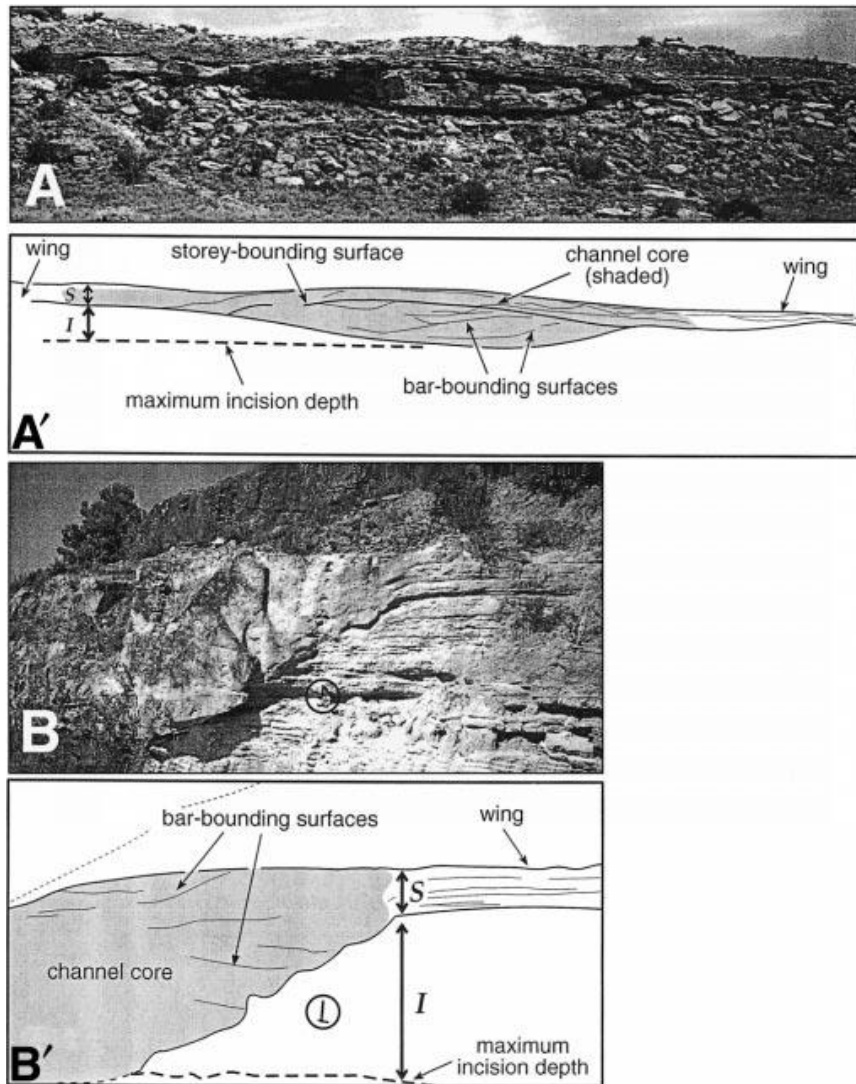


Figure II-28. Exemple d'un remplissage de chenal et de ses levées dans un système fossile au nord-est de l'Espagne (Mohrig et al., 2000).

II.3.3 Les dépôts distaux

A l'extérieur de la zone de levées, l'écoulement ne transporte plus que des sédiments fins à très fins (silts et argiles) qui n'ont besoin que d'une très faible turbulence pour être maintenus en suspension. Ceux-ci vont alimenter la plaine d'inondation sur des surfaces qui seront très souvent définies par les conditions morphologiques locales (vallée incisée, présence de reliefs plus ou moins proximaux). Après la crue, l'eau stagne dans les points bas de la plaine d'inondation, favorisant le dépôt de particules fines par décantation.

La fréquence de retour moyenne des crues de débordement est comprise entre une et deux par an pour les climats tempérés (Bridge, 2003). Les valeurs des taux de sédimentation instantanés se situent autour de 0,5 à 1 cm.a⁻¹ (Pierce and King, 2008; Kidd et al., 2016). Dans les zones cultivées, le taux de sédimentation augmente fortement (autour de 1 cm.a⁻¹) en conséquence des pratiques agricoles de labourage et de mise à nu des sols en hiver.

II.4 Les avulsions

L'avulsion correspond à un changement significatif et durable de tout ou une partie du tracé d'un cours d'eau dans un cône alluvial, une plaine alluviale ou un delta (Allen, 1965a; Jones and Schumm, 1999). L'avulsion se distingue des recoupements de méandres par chenal de chute par la dimension du nouveau tracé qui dépasse celle des boucles de méandre.

L'avulsion est très courante que ce soit dans les systèmes méandriformes ou en tresse. La rivière emprunte alors un nouveau lit sur des distances qui vont de quelques dizaines de mètres (Jones and Harper, 1998) à plusieurs centaines de kilomètres (Fisk, 1944). Dans le premier cas on parle d'avulsion locale et dans le second d'avulsion régionale (Figure II-29).

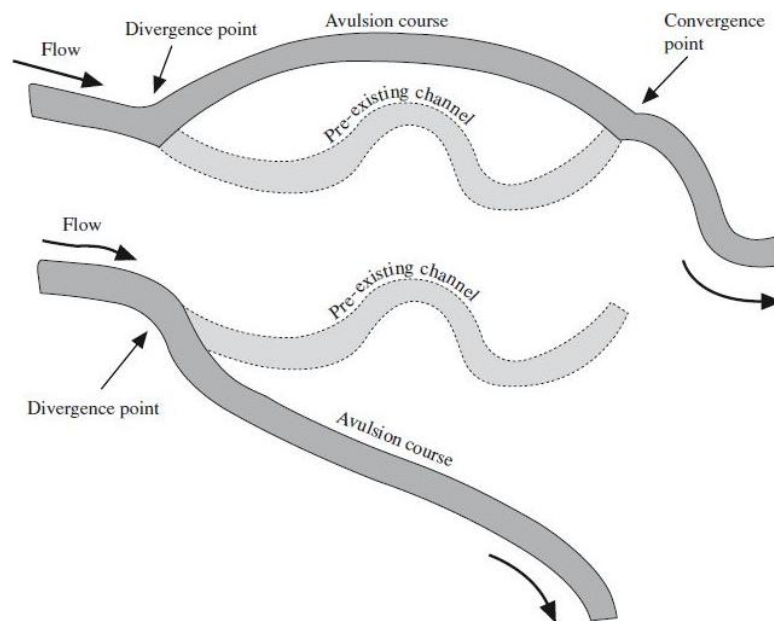


Figure II-29. Processus d'avulsion locale et régionale (Jones and Schumm, 1999).

Haut : avulsion locale avec un point de divergence et un point de convergence ne changeant qu'une petite partie du tracé de la rivière. Bas : avulsion régionale avec uniquement le point de divergence à partir duquel le nouveau tracé se développe.

La périodicité du phénomène d'avulsion est de l'ordre du millénaire pour les cours d'eau comme le delta du Rhin-Meuse (945 ans en moyenne pendant l'Holocène) ou le Mississippi (1380 ans, [Stouthamer and Berendsen, 2001]).

Jones and Schumm (1999) distinguent 4 groupes d'avulsion grâce au ratio S_a/S_e (S_a : pente du nouveau tracé et S_e : pente du chenal pré-existant) :

- **groupe 1** : augmentation du ratio S_a/S_e suite à une diminution de S_e . Cette diminution de S_e correspond soit à un allongement de la ligne centrale du chenal par augmentation de la sinuosité (méandrage), soit à un allongement du tracé suite à une chute du niveau de base ;
- **groupe 2** : augmentation du ratio S_a/S_e suite à une augmentation de S_a . Celle-ci s'observe lors de la croissance des levées, de l'augmentation de la convexité des deltas et des cônes alluviaux, ou des déformations du substratum en relation avec la tectonique ;
- **groupe 3** : événement singulier sans modification du ratio. Il peut s'agir d'un événement hydrologique particulier avec une charge sédimentaire plus importante, d'un obstacle qui fragilise les berges comme une masse de végétaux ou un radeau de glace ;
- **groupe 4** : Facteurs externes. Des facteurs externes à la dynamique du cours d'eau, comme les passages répétés d'animaux qui abaissent les levées, ou les captures de bassin versant, peuvent créer de nouvelles possibilités de tracés. Des avulsions peuvent également intervenir suite à un événement particulier comme un glissement de terrain qui intersecte le chenal, créant un barrage naturel qui bloque l'écoulement.

D'autres auteurs prennent également en compte le nouveau tracé. Ils définissent ainsi les avulsions par annexions, dans lesquelles un chenal est réoccupé (chenal abandonné) ou utilisé (chenal actif), des avulsions par incision lorsque de nouveaux chenaux sont incisés dans la plaine d'inondation et enfin les avulsions par progradation, caractérisées par de larges dépôts et le développement d'un chevelu de chenaux (Slingerland and Smith, 2004). Certaines avulsions se produisent par érosion régressive d'un tributaire avec remontée vers l'amont de la source, on parle alors de capture.

Pour les styles fluviaux qui nous intéressent, les avulsions sont essentiellement contrôlées par des ruptures de levées dans les systèmes méandriformes (proche du **groupe 2**) et par obstruction du lit par une forte accumulation de sédiments, phénomène courant dans les rivières en tresse, plus proche du **groupe 3**. Ces différents mécanismes sont présentés en détail dans les sous-chapitres suivants.

II.4.1 Avulsion par rupture de levées

Comme le montre la classification proposée par Jones and Schumm (1999), les ruptures de levées se produisent le plus souvent lors de crues (Figure II-30). Néanmoins, un certain nombre se déclenchent en dehors de ces événements, soit par une fragilisation de la levée lors de l'épisode de crue précédant, soit par des objets transportés par le cours d'eau (troncs d'arbres ou radeaux de glace qui se fichent dans la levée) ou encore par les activités des animaux (habitats de castors, pistes d'animaux venant boire dans le cours d'eau).



*Figure II-30. Rupture d'une levée sur le Mississippi.
(source : <http://www.20min.ch/ro/news/monde/story/14925437>)*

Suite à la rupture de la levée, une partie de l'écoulement se répand dans la plaine d'inondation laissant des dépôts appelés **lobe de crevasse** ou **delta de crevasse** (*crevasse splay*) (Figure II-31). La granulométrie et la géométrie de ces dépôts dépendent de la profondeur de la levée au point de rupture et de la durée d'activité du lobe de crevasse.



*Figure II-31. Photographie aérienne d'un lobe de crevasses, Columbia river, Canada.
(source : <http://www.seddepseq.co.uk/>)*

Le modèle d'évolution d'un lobe de crevasse proposé par Smith et al. (1989) à partir de ses travaux sur la rivière Saskatchewan (Canada) (Figure II-32) distingue 3 stades :

- **stade I** : rupture de la levée et diversion d'une partie de l'écoulement dans la plaine d'inondation. Selon la profondeur de la lèvre de rupture, l'incision provoquée par cet écoulement est plus ou moins marquée. On observe la mise en place de chenaux instables et peu profonds dont le caractère chenalisé devient plus prononcé avec la croissance du lobe. Les sédiments sont grossiers et une lentille de sable est ainsi déposée dans la plaine d'inondation ;
- **stade II** : la chenalisation est nette, un réseau anastomosé bien visible en surface dissèque la lentille de sable. La croissance du lobe se poursuit au sein de la plaine et la granulométrie de la charge sédimentaire décroît (sable fin – silts) ;
- **stade III** : la croissance du lobe continue et un réseau de chenaux comparable à un delta se développe, favorisant la croissance du lobe le long de leurs tracés, et conduisant à des géométries complexes qui peuvent isoler une partie de la plaine d'inondation. La charge sédimentaire est constituée de sédiments fins. Les dépôts les plus grossiers sont stockés à l'amont du lobe. A ce stade de la croissance du lobe de crevasse, celui-ci atteint très souvent des bas topographiques de la plaine d'inondation et on assiste au développement de deltas de petites tailles dans les zones marécageuses.

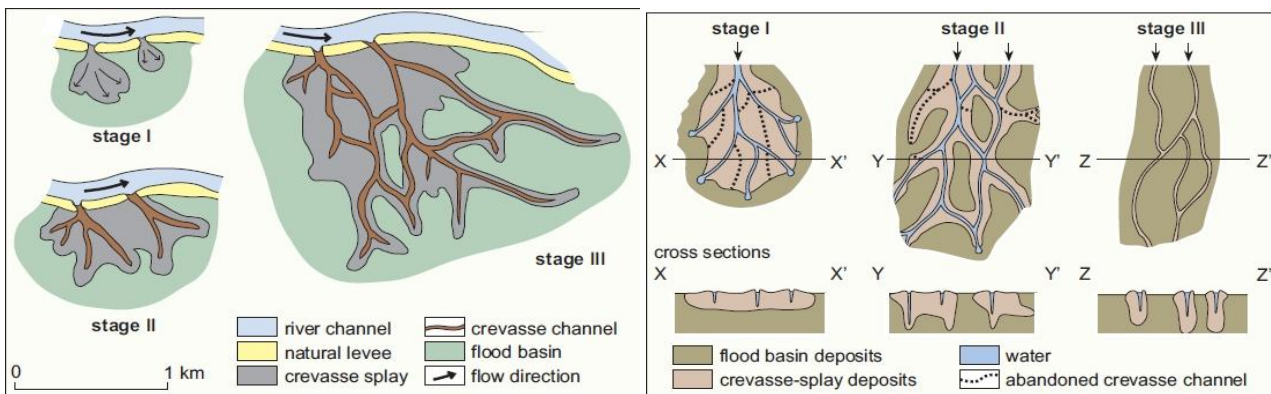


Figure II-32. Stades d'évolution d'un lobe de crevasse [Gouw, (2007) d'après Smith et al., (1989) dans Stouthamer, (2001)].

Suite à cette croissance du lobe de crevasse, l'écoulement temporaire à la surface du lobe peut devenir permanent et entraîner une diversion d'une partie ou de la totalité de l'écoulement, donnant naissance soit à un écoulement anabranché si celui-ci rejoint rapidement le cours principal, soit à une avulsion partielle ou totale. On peut également observer un abandon du lobe lorsque la rupture de la levée cicatrise. Les chenaux sont alors abandonnés et progressivement comblés (Singerland and Smith, 2004).

Les unités morpho-sédimentaires correspondant aux lobes de crevasses sont majoritairement composées de sable et parfois de graviers (Gebica and Sokolowski, 2001), et correspondent aux dépôts les plus grossiers qu'il est possible de trouver en dehors du chenal au sein de plaine alluviale. Ces unités présentent également une topographie caractéristique. Elles sont lobées avec une direction oblique à la direction d'écoulement, lenticulaire en section normale et triangulaire en section parallèle à l'écoulement.

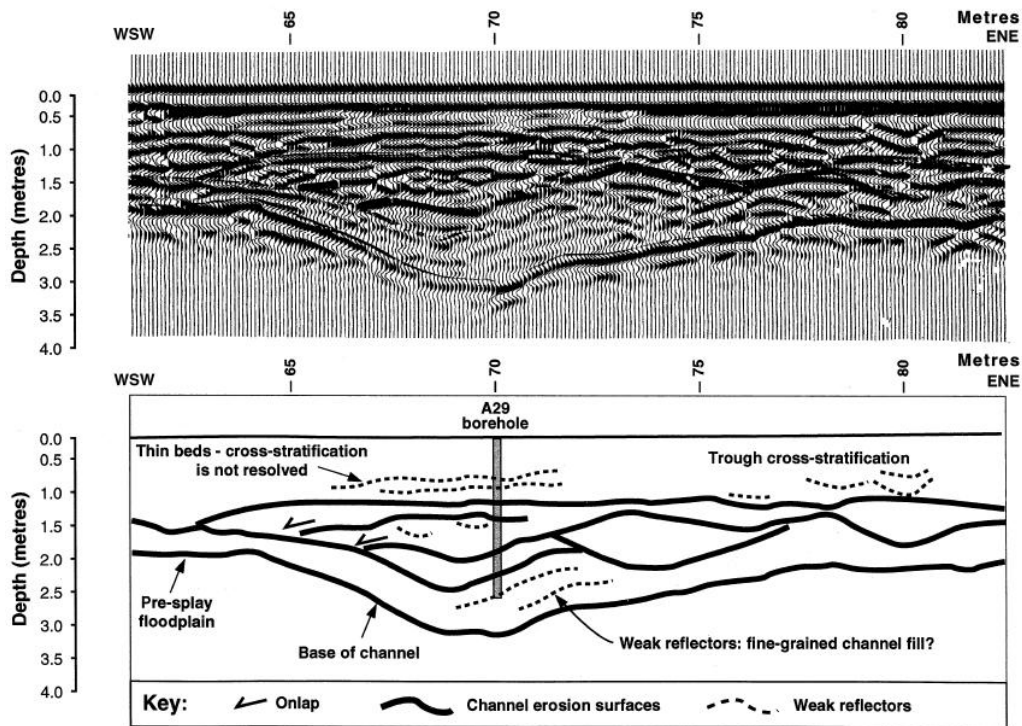


Figure II-33. Profil géoradar dans un lobe de crevasse, et interprétation (Bristow et al., 1999).

La géophysique, en particulier la prospection par géoradar, nous permettent d'avoir accès à la structure interne de ces unités morpho-sédimentaires où l'on retrouve les éléments décrits par Smith et al. (1989). L'exemple traité est celui d'un lobe de faible dimension formé le long du chenal principal dans l'axe de la vallée (écoulement vers l'ENE, Niobrara River, Nebraska, USA), au maximum 2,5 - 3 mètres d'épaisseur avec une largeur allant de 90 à 330 m (Ethridge et al., 1999) :

- la base du lobe est érosive et on retrouve l'incision du chenal initial dans la plaine d'inondation, suite à la rupture de la levée ;
- la séquence sédimentaire se caractérise par des dépôts aggradants dont l'architecture montre des lits sub-horizontaux et des stratifications entrecroisées bien visibles. Les structures de ce lobe sont dominées par des réflecteurs peu pentus en forme d'auge, interprétées comme des formes chenalisées de 20-30 m de large pour 1-2 m de profondeur. Ces formes chenalisées sont par la suite comblées par des réflecteurs discontinus légèrement plongeants interprétés comme des stratifications entrecroisées formées par des dunes (structures directement liées à l'écoulement et à la charge de fond). La granulométrie a tendance à diminuer vers la surface avec des structures de moins en moins puissantes reflétant une diminution des vitesses de courant.

Dans l'ancien, ces dépôts ressortent nettement au sein de la série sédimentaire car ils correspondent à des grès (faciès grossier) contrastant avec les dépôts distaux de plaine d'inondations charbonneux qu'ils s'intercalent.



Figure II-34. Dépôts de lobe de crevasse (grès) qui recouvrent des dépôts de plaine d'inondations charbonneux (©Tark Hamilton).

II.4.2 Avulsion par aggradation du lit

Ce style d'avulsion, comme son nom l'indique, survient suite à un comblement du chenal principal. Il intervient généralement dans les systèmes en tresse. Miall (1977) décrit un « cycle » dans les séquences sédimentaires d'un environnement de rivière en tresse construite suite à l'aggradation du chenal. Cette aggradation correspond au remplissage plus ou moins complet de celui-ci suite à une décroissance du niveau d'énergie de l'écoulement. Lorsque le chenal n'a plus la taille nécessaire pour canaliser les débits, l'écoulement déborde et prend un autre tracé, donnant naissance à une avulsion. Les dimensions des dépôts associés à ce processus peuvent avoir des tailles très variables, avec des épaisseurs allant d'une quinzaine de centimètres à une soixantaine de mètres et des extensions latérales de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres.

Les avulsions, dans ce type de cours d'eau, sont précédées d'une période d'évolution de la zone de migration du chenal qui tend à s'élargir jusqu'à un seuil géomorphologique. Lorsqu'il est atteint cela conduit à une avulsion car la pente de la zone de migration est devenue très faible contrairement à celle transverse à la vallée qui a augmenté (Ethridge et al., 1999).

Dans les cours d'eau en tresse, la période entre les avulsions peut être très courte, 28 ans sur la rivière Kosi (Inde), 285 ans sur le fleuve Jaune (Chine) (Slingerland and Smith, 2004).

Les avulsions donnent naissance à des knick-points marqués qui vont induire une forte érosion régressive vers l'amont, modifiant profondément la pente du thalweg.

II.5 Conclusions

Comme nous avons pu le voir dans cette partie, l'ensemble des dépôts associés aux cours d'eau méandriques et en tresse constituent des unités morpho-sédimentaires dont la préservation dépend de nombreux facteurs tels que la position des tracés successifs qui peuvent largement balayer la plaine d'inondation suite aux avulsions. Chaque style fluvial conduit à la construction d'unités morpho-sédimentaires spécifiques dans leur géométrie et la distribution des faciès.

La caractérisation de ces éléments architecturaux dans une plaine alluviale constitue un enjeu très fort pour la compréhension du fonctionnement actuel du système alluvial dans sa globalité (aquifère, zone tampon et réseau de surface). En effet, ces unités morpho-sédimentaires mises en place par des cours d'eau aux dynamiques hydrauliques spécifiques ne possèdent pas les mêmes caractéristiques en termes de porosité et de perméabilité. Ces propriétés vont contraindre les écoulements et influencer sur les échanges entre ces trois unités.

Nous proposons dans le chapitre suivant d'aborder la distribution de ces unités morpho-sédimentaires au sein de la plaine de la Bassée dans un cadre stratigraphique, qui permettra d'établir une chronologie des évolutions du cours de la Seine en réponse aux fluctuations climatiques.

Chapitre III. Architecture de la plaine alluviale de la Bassée

Dans ce chapitre, nous nous intéressons aux caractéristiques géomorphologiques de la plaine alluviale de la Bassée. L'image que nous pouvons en avoir aujourd'hui est, en surface, altérée par les nombreuses exploitations de granulats qui ont fait disparaître une grande partie de ses points hauts. Ces reliefs, certes faibles, sont cependant cruciaux pour la compréhension du mode de remplissage de la vallée incisée et de l'architecture des dépôts. Notre étude s'appuie ainsi sur des données actuelles, mais également sur des données cartographiques plus anciennes qui donnent accès à la géomorphologie de la plaine alluviale avant l'altération consécutive de son état naturel par les activités anthropiques.

Comme nous avons pu le voir dans le Chapitre I, l'architecture des dépôts alluviaux de la plaine de la Bassée est complexe. Celle-ci reflète les dynamiques passées du cours de la Seine en réponse aux fluctuations climatiques des deux derniers cycles glaciaire-interglaciaire qui ont conduit au dépôt de plusieurs nappes alluviales, dont les plus anciennes datent de plusieurs centaines de milliers d'années, comme le rappelle le Tableau III-1.

Tableau III-1. Proposition de correspondance des formations alluviales de la Seine en fonction des auteurs (Mégnier et al., 1965; Mordant, 1992).

	Carte géologique	Mordant (1992)	Mégnier et al. (1965)		Caillol et al. (1977)	Attribution stratigraphique
			Terrasse	Altitude		
Vallée incisée	Fz	alluvions récentes	T3b		T3 ₁₉₇₇	Holocène
			T3a	0,5 m	T2 ₁₉₇₇	Tardiglaciaire
	alluvions anciennes sablo-graveleuses	T2	2 m	T1 ₁₉₇₇		Weichsélien
		T1	4 m		Saalien 3 MIS 6/5	
Plateaux	Fy	Nappe Entre + 6-12 m	T-I	6-8 m	T-I ₁₉₇₇	MIS8/7
			T-II	10-12 m		MIS 10/9
		Nappe plus de 14 m	T-III	14-20 m	T-II ₁₉₇₇	MIS 12/11
			T-IV	45-50 m		-

Les nappes alluviales les plus anciennes (TIV à TI) sont préservées sur les épaulements de la plaine alluviale et n'appartiennent pas au remplissage alluvionnaire de la Bassée. La plaine alluviale de la Bassée est constituée de quatre nappes alluviales (T1, T2, T3a et T3b) dont les témoins se trouvent préservés tout au long de celle-ci. Les deux nappes les plus anciennes (T1 et T2) sont étagées alors que les plus récentes (T3a et T3b), sont emboîtées dans les premières (Figure III-1). La plaine alluviale actuelle de la Seine (T3b) est elle-même emboîtée dans la nappe précédente (T3a).

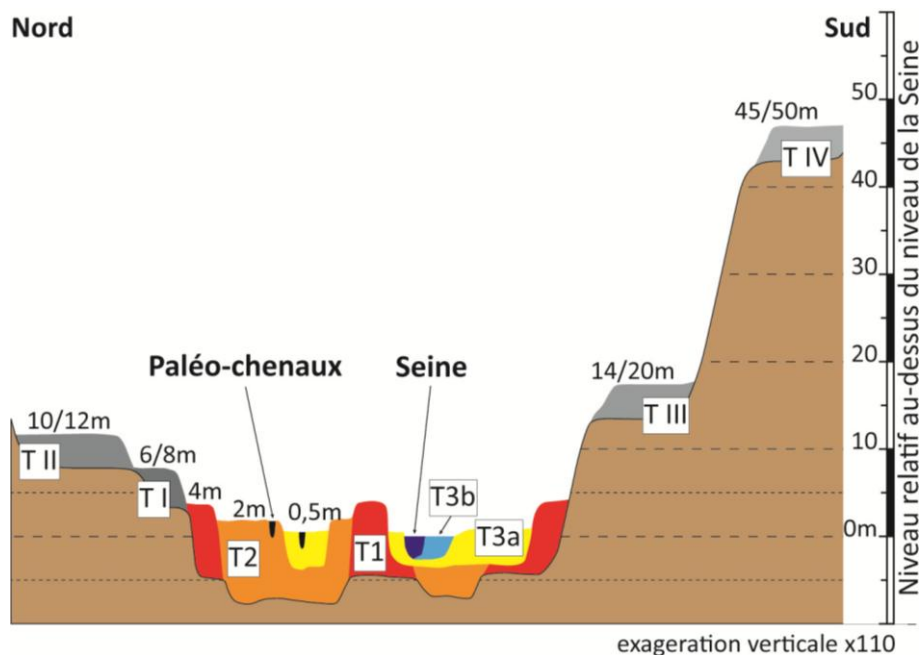


Figure III-1. Disposition schématique des formations alluviales dans le val de Seine (Mégnyen et al., 1965).
Voir le Tableau III-1 pour l'attribution stratigraphique de ces nappes.

Dans ce chapitre, nous nous intéressons à la distribution spatiale des différentes nappes et à leur empreinte dans la plaine actuelle de la Bassée : expression dans la géomorphologie de surface et sur la géométrie de la vallée incisée. L'analyse des données géomorphologiques de surface est conduite à partir de documents essentiellement cartographiques : plan cadastraux, cartes de Cassini, de l'état-major, cartes géomorphologiques, cartes des zones inondables, imagerie LiDAR. La géométrie de l'interface de la craie avec les nappes alluviales est abordée par une analyse et des simulations géostatistiques sur une base de données des plus de 800 sondages réalisés dans la plaine de la Bassée.

Les documents consultés proviennent de différentes sources :

- des cartes anciennes (dont les plans d'intendance de paroisses, les cartes de Cassini, le plan cadastral napoléonien, les cartes de l'état-major, des cartes au 1/25 000^{ème}). Celles-ci ont été téléchargées à partir des sites d'archives des départements de Seine-et-Marne et de l'Aube pour les plus anciennes et du site de l'IGN (Géoportail) pour les autres ;
- des cartes géomorphologiques de terrain (Mégnyen et al., 1965; Caillol et al., 1977; Campinchi et al., 1980). Nous tenons à remercier le BRGM qui nous a donné accès à la version non protégée pour celle de Mégnyen et al. (1965) ;
- une cartographie des zones inondables issue de l'article de Fustec et al. (2001) pour la zone amont (confluence Aube/Seine à Nogent-sur-Seine) ;
- un jeu de données LiDAR (2010) qui a été mis à notre disposition par les services de l'Etablissement Public Seine Grands Lacs (Etablissement Public Territorial de Bassin) que nous tenons à remercier. Cette carte, établie en vue des travaux d'écrêttements de crues et du creusement du canal à grand gabarit, couvre la zone qui s'étend de Nogent-sur-Seine à Bray-sur-Seine ;
- des données de sondages extraites de la Base du Sous-Sol (BSS, BRGM) qui ont fait l'objet de la construction d'une base de données spécifique, présentée par la suite.

L'ensemble des données est géoréférencé, avant tout traitement, dans le repère Lambert 93. Ce travail n'a cependant pas été réalisé pour les cartes anciennes qui présentent de trop fortes distorsions planimétriques ainsi que des incertitudes conséquentes sur les dimensions exactes des objets représentés (extension des collines, largeur de cours d'eau...). Les données de cartographie géomorphologique (Mégnyen et al., 1965; Caillol et al., 1977) ont nécessité une projection s'appuyant

sur plusieurs points de référence, qui n'ont toutefois pas induit de distorsion car elle avaient été initialement réalisées en Lambert I.

Les jeux de données cartographiques nous permettent de comprendre la morphologie actuelle de la plaine de la Bassée qui traduit les interactions complexes entre les phases d'aggradation conduisant au dépôt des nappes alluviales, et celles d'érosion ou de remaniement du sédiment par le cours de la Seine et de ses affluents. Les données de sondage sont indispensables à la reconstruction de la géométrie de l'interface entre les nappes alluviales et le substratum, la craie, et à la compréhension des variations d'épaisseur des alluvions au sein de la plaine de la Bassée.

III.1 Géomorphologie de surface et nappes alluviales

La plaine de la Bassée nous apparaît au premier abord comme une zone de faible relief, nichée légèrement en contrebas des plateaux crayeux et calcaires qui la bordent. Cependant, il existe un certain nombre de paléo-dômes ou « montilles » dont l'altitude ne dépasse pas en général quelques mètres la bande active de la Seine.

Nombre de ces microreliefs ont été arasés depuis que les alluvions de la Bassée, une des rares sources d'approvisionnement en granulats de la région parisienne, sont exploitées industriellement. A la place de ces paléo-dômes, nous trouvons aujourd'hui des plans d'eau qui jalonnent la plaine alluviale de la Bassée (Figure III-2). L'intensification de l'extraction à partir des années 1960 a conduit à la formation de nombreuses gravières, les surfaces exploitées passant de l'ordre de 232 ha (1961) à près de 1 359 ha (1991) (Berger et al., 1995), soit une vitesse moyenne de croissance de l'ordre de 35 ha par an. On note ensuite un ralentissement avec en 2003 une surface exploitée de 1 784 ha [données Union National des Producteurs de Granulats (UNPG)].

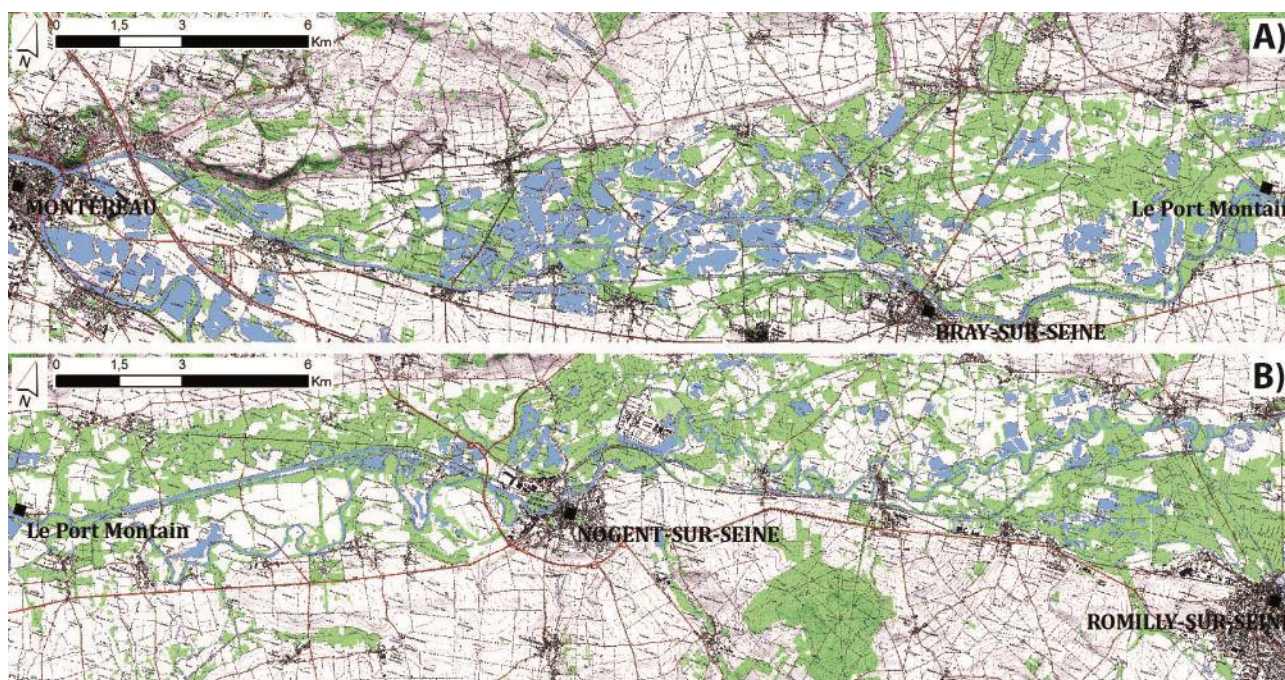


Figure III-2. Extension des gravières (en bleu) dans la plaine alluviale de la Bassée entre 2003 et 2005.
A : zone aval, entre Montereau-Fault-Yonne et Port Montain, B : zone amont entre Port Montain et Nogent-sur-Seine.

Ainsi, les extractions de granulats sont le plus souvent implantées à l'aplomb des paléo-dômes qui présentent pour leur exploitation un double avantage : un volume conséquent d'alluvions situées au dessus de la nappe phréatique ce qui en facilite le prélèvement, et une épaisseur exploitable plus grande.

La restitution que nous proposons s'appuie sur les documents cartographiques classiques, géomorphologiques et sur une image LiDAR qui ne couvre que partiellement la zone de la Bassée, entre Nogent-sur-Seine et Bray-sur-Seine. Elle donne une vision très précise de la distribution de ces

microreliefs, tout en reflétant les impacts anthropiques sur la morphologie actuelle de la plaine de la Bassée. La combinaison de ces approches nous conduit à proposer une carte des témoins des différentes nappes alluviales avant l'exploitation des granulats. Cette carte sera utile à la compréhension de la géométrie de l'interface craie/alluvions et à l'interprétation de la distribution de l'épaisseur des alluvions de la plaine de la Bassée.

III.1.1 Cartographie de terrain

Nous disposons de cartes anciennes et de cartes de l'état-major qui nous donnent une première vision des paléo-dômes, cependant assez parcellaire. Les cartes géomorphologiques établies à partir de la fin des années 1970, ainsi que les cartes des zones inondables, constituent des documents beaucoup plus précis qui permettent de retracer la distribution et la morphologie de ces paléo-dômes, ainsi que leur attribution stratigraphique sur l'ensemble de la zone étudiée.

III.1.1.1 Les cartes historiques

Sur certains secteurs de la zone d'étude, des cartographies ont été établies dès le XVIII^{ème} siècle à une échelle de 1/1 500^{ème} : les plans d'intendance de paroisses datés entre 1777 et 1789 par Louis Bertier de Sauvigny, intendant de la ville de Paris. Les cartes plus anciennes de Cassini, levées aux XVII^{ème} et XVIII^{ème} siècle couvrent de plus grandes surfaces mais ont été levées à une échelle plus petite (1/86 400^{ème}). Toutes ces cartes sont imprécises en planimétrie et ne sont donc consultées qu'à titre indicatif. Les premiers documents cartographiques utilisables sur l'ensemble de la région sont les plans cadastraux de Napoléon, établis entre 1807 et 1850 à l'échelle 1/10 000^{ème}. Sur ces documents, la cartographie du parcellaire du territoire est plus précise que la topographie. Les cartes de l'état-major ont été levées entre 1812 et 1822 sous la forme d'une minute au 1/40 000^{ème}, et constituent les premiers documents fiables. Cependant, elles ne présentent pas plus d'information sur les paléo-reliefs que sur les cartes précédentes. En revanche, l'indication de l'utilisation des territoires donne une idée du relief avec les zones marécageuses et prés dans les points bas et les bois et vergers sur les zones situées nettement au-dessus de la plaine alluviale.

Une dizaine de sites montrant des paléo-dômes a ainsi été identifiée (Figure III-3, A). Les cartes du cadastre napoléonien (Figure III-3, B et C), nettement plus détaillées que celles des plans d'intendance (Figure III-3, E) ou de Cassini (Figure III-3, D), soulignent mieux la géométrie de ces reliefs de faible extension. Le terme de dôme peut paraître impropre car le plus souvent ceux-ci présentent des replats en leurs sommets.

Les plus remarquables sont ceux situés au centre de la plaine de la Bassée, dominant ainsi le cours de la Seine (Vimpelles et Jaulnes) (Figure III-3, A). La carte de Cassini (Figure III-3, D) mentionne, au sud-ouest de Vimpelles, un relief dont l'orientation est parallèle à celle de la vallée. Celui-ci s'étend sur près de 500 m de long et une petite centaine de mètres de large. Le relief indiqué semble plus faible que celui des plateaux situés au nord, mais il est difficile de savoir s'il s'agit d'une réalité ou d'un effet graphique. Au nord de Jaulnes (Figure III-3, B), le paléo-dôme présente une forme très similaire au précédent mais d'une extension plus réduite.

D'autres paléo-reliefs ont été identifiés en bordure des plateaux crayeux, soit d'aval en amont : Les Ormes-sur-Voulzie, Everly, Hermé, Melz-sur-Seine et La Saulsotte en bordure nord, Bazoches-lés-Bray, Jaulne et La Motte Tilly en bordure sud (Figure III-3, A). Ceux-ci possèdent des caractéristiques assez similaires, décrites par la suite au travers de l'exemple du site des Ormes-sur-Voulzie/Everly (Figure III-3, C). Sur la carte de l'état-major et le cadastre napoléonien, on remarque plusieurs ressauts en contrebas de l'épaulement des flancs de la vallée de la Seine. La cartographie du plan cadastral napoléonien, beaucoup plus détaillée, confirme la présence de deux niveaux de replats associés à ces ressauts. En l'absence d'autre information, le plus élevé peut correspondre à un témoin de l'érosion régressive des bordures du plateau, bien que sa géométrie laisse plutôt penser à une dissection par les cours d'eau. Le second niveau présente une surface plane de large étendue (~3 km de long par 1,5 km de large) et montre des bordures d'érosion fluviale nettes avec celle due à la Voulzie à l'est (Figure III-3, C, tracé en rouge) et une forme arquée qui laisse à penser à une ancienne boucle de méandre à l'ouest (Figure III-3, C, tracé noir).



Figure III-3. Exemples de documents cartographiques historiques.

A) Carte générale, B) Cadastre Napoléonien dans les environs de Jaulnes, C) Cadastre Napoléonien dans les environs des Ormes-sur-Voulzie, D) Carte de Cassini entre Jaulne (actuellement Jaulnes) et Hermé et E) Partie du plan d'intendance au nord d'Hermé.

III.1.1.2 Les cartes géomorphologiques

Nous disposons de deux cartes géomorphologiques établies au 1/50 000^{ème}. La première, réalisée en 1967, couvre la zone entre Nogent-sur-Seine et Montereau-Fault-Yonne (Mégnyen et al., 1965), et la seconde de 1977 complète la couverture morphologique de la plaine de la Bassée, puisqu'elle s'étend de Nogent-sur-Seine à la confluence de la Seine et de l'Aube (Caillol et al., 1977).

Ces cartes sont précieuses car elles nous donnent accès à la topographie de la plaine de la Bassée avant le fort développement des exploitations de granulats. L'établissement de la première carte a bénéficié de moyens conséquents dans le cadre d'une caractérisation de l'hydrologie de la région parisienne aux fins d'une exploitation rationnelle des ressources. Après un premier inventaire, l'étude a été poursuivie dans la plaine alluviale de la Bassée pour établir une étude complète des ressources en eau de cette région, qui présente une géologie favorable à l'accumulation de l'eau dans les alluvions au pied de la cuesta tertiaire (Figure III-4).

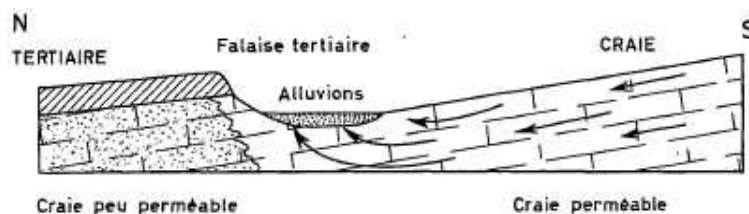


Figure III-4. Schéma hydrogéologique de l'accumulation d'eau au pied des falaises tertiaires (Mégny et al., 1965).

Le programme d'études comprenait un inventaire des points d'eau et des sondages de reconnaissance (318 coupes recueillies auprès des sabliers, ponts et Chaussées, SNCF, communes, particuliers) ainsi qu'une étude géomorphologique (Mégny et al., 1965). Cette dernière a reposé sur deux sources d'informations, d'une part les levés classiques de terrain avec sondages légers à la tarière à main, et d'autre part l'interprétation photo-géologique à partir d'une couverture de photos-aériennes réalisée spécialement pour cette étude sur pellicule infra-rouge. Aujourd'hui nous disposons de la carte de synthèse et les données de sondages sont accessibles via la BSS (<http://infoterre.brgm.fr/>).

Afin d'illustrer l'apport des images infrarouge dans la reconstitution géomorphologique, nous présentons les images infrarouge d'un segment de la plaine de l'Aube proche de la confluence avec la Seine (Guerin et al., 1997; Bendjoudi et al., 2002) car nous ne disposons pas des données de l'étude géomorphologique. L'étude simultanée des images en canaux dans le spectre du visible et celui du thermique permet de distinguer les zones d'eau libre de celles d'eau stagnante, et fournit également une estimation des eaux très proches du sol grâce à la profondeur d'investigation des ondes thermiques qui atteint au maximum un mètre.

Sur les images présentées, les anciens chenaux apparaissent en très clair sur l'image thermique, alors qu'ils ne sont pas ou peu détectables sur l'image visible (Figure III-5).

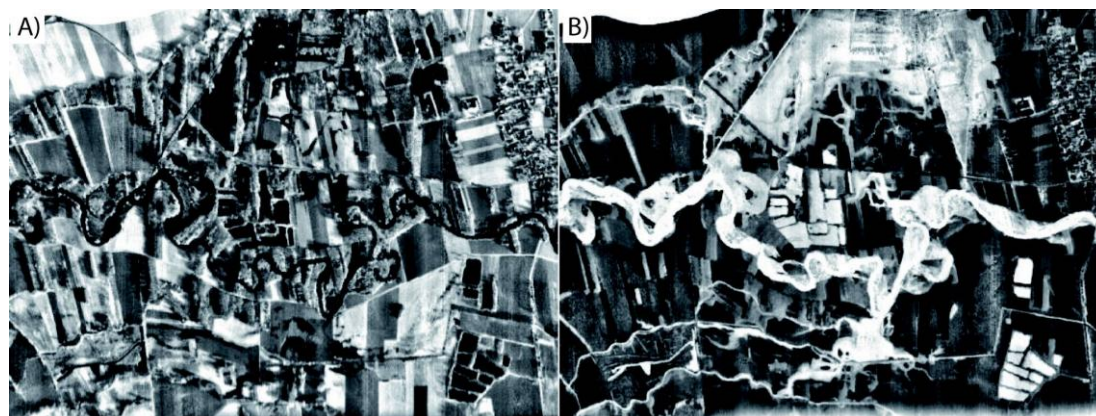


Figure III-5. Détection des zones avec présence d'eau dans la plaine alluviale de l'Aube (Boulages, amont de la confluence avec la Seine) extrait de Bendjoudi et al. (2002) et Guerin et al. (1997).

A) photo aérienne classique dans le domaine du visible, B) même zone dans le domaine thermique (photographie infra-rouge).

Le cliché infrarouge souligne la géométrie de la bande active du cours de l'Aube ainsi que les méandres recoupés, donnant une image précise de la zone balayée par le cours d'eau. On distingue également un lobe de crevasse au sud de la bande active et un ancien tracé au nord (Guerin et al., 1997).

La validation croisée entre l'examen stéréoscopique des photo-aériennes et les données de terrain, réalisée par le même ingénieur, a permis de réaliser une cartographie homogène et détaillée sur

250 km² de terrains couvrant à la fois la plaine alluviale et ses bordures. Les auteurs ont ainsi identifié quatre nappes alluviales au sein de la plaine de la Bassée (nappes mouillées) et ont cartographié les tracés des anciens chenaux préservés en leur surface. L'analyse du paléo-réseau hydrographique sera traitée dans le chapitre suivant.

L'expression morphologique des nappes alluviales dans la plaine de la Bassée montre : une dénivellation actuelle de 4 m entre la surface supérieure de la nappe mouillée la plus élevée (T1) et la plaine actuelle de la Seine (T3b). Il est important de noter que la surface supérieure de T1 correspond à une surface d'érosion et que son altitude initiale était très probablement plus élevée. La surface supérieure de T2 se situe 2 m en dessous de celle de T1 et 1,5 m au-dessus de celle de T3a qui n'est que 0,5 m au-dessus de T3b. L'étagement de ces surfaces suit le motif observé dans les autres nappes alluviales des cours d'eau d'Europe : une dénivellation importante entre deux cycles glaciaires (T1 et T2) et un écart plus faible entre les dépôts de la période froide (T2) et de l'interglaciaire (T3a et T3b).

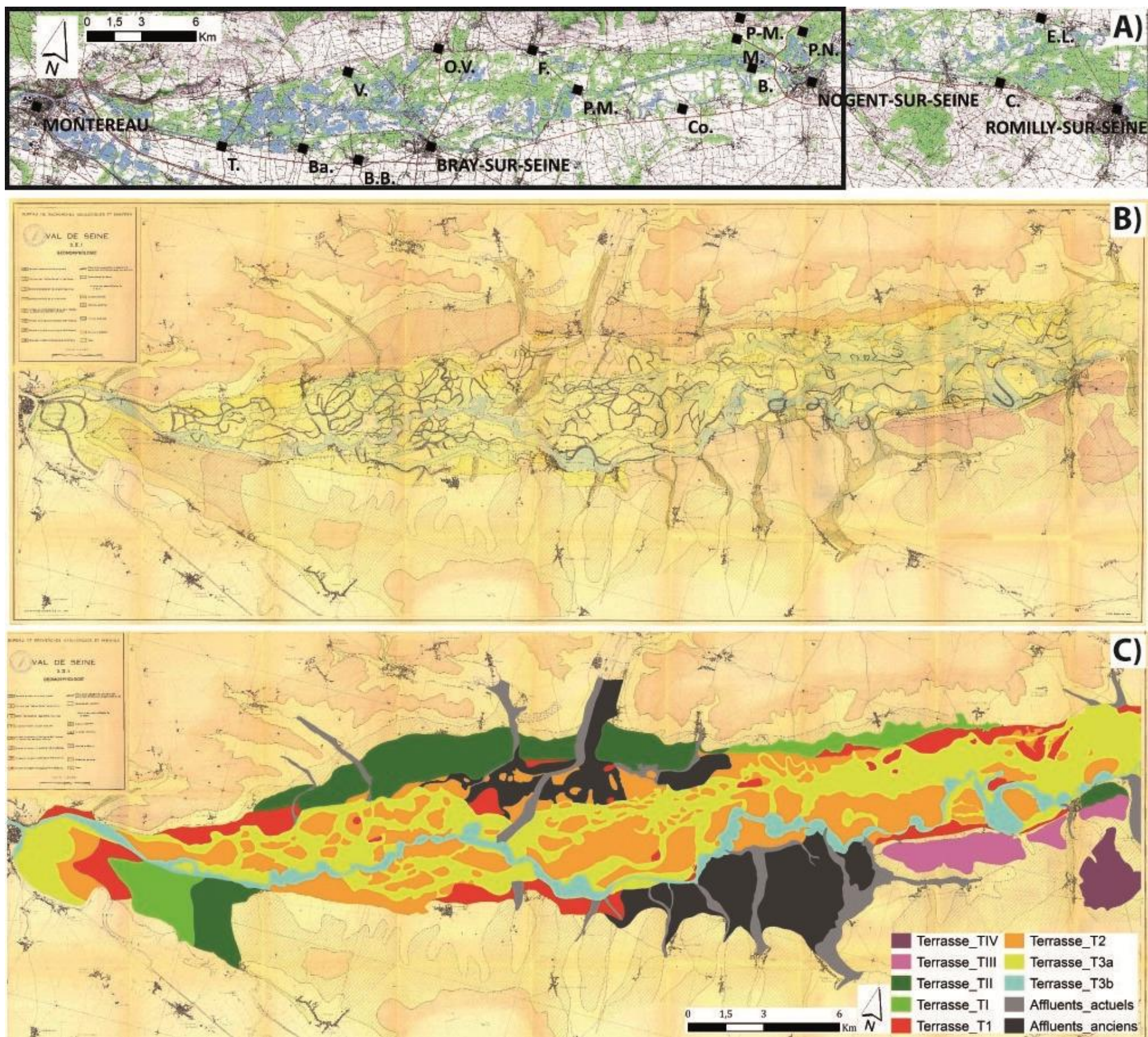


Figure III-6. Carte géomorphologique de la plaine de la Bassée entre Montereau-Fault-Yonne et Nogent-sur-Seine (d'après (Mégnien et al., 1965).

A) Carte topographique avec les principaux noms de lieux utilisés par la suite (d'aval en amont : T. : La Tombe, Ba. : Balloy, B.B. : Bazoches-les-Bray, V. : Vimpeles, O.V. : Les Ormes-sur-Voulzie, F. : Flamboin, P.M. : Port Montain, Co. : Courceroy, P-M. : Le Plessis-Mériot, M. : Mériot, B. Beaulieu, P.N. : Port-saint-Nicolas, C. : Crancey, E.L. : Esclavolles-Lurey), B) Carte géomorphologique originelle (Mégnien et al., 1965) et C) Carte originelle géoréférencée sous SIG en Lambert 93 et habillée avec des couleurs plus contrastées qui facilitent la lecture de la carte et plus particulièrement la distribution des nappes.

La seconde carte couvre la portion amont de la plaine de la Bassée qui s'étend de Nogent-sur-Seine à la confluence avec l'Aube. Bien que les auteurs indiquent avoir suivi une classification des nappes alluviales selon des critères communs à ceux retenus dans la première étude (Mégnyen et al., 1965), la correspondance entre les nappes alluviales T1, T2 et T3a de la première étude et celles de la seconde (T1₁₉₇₇, T2₁₉₇₇) n'est pas univoque (Tableau III-1).

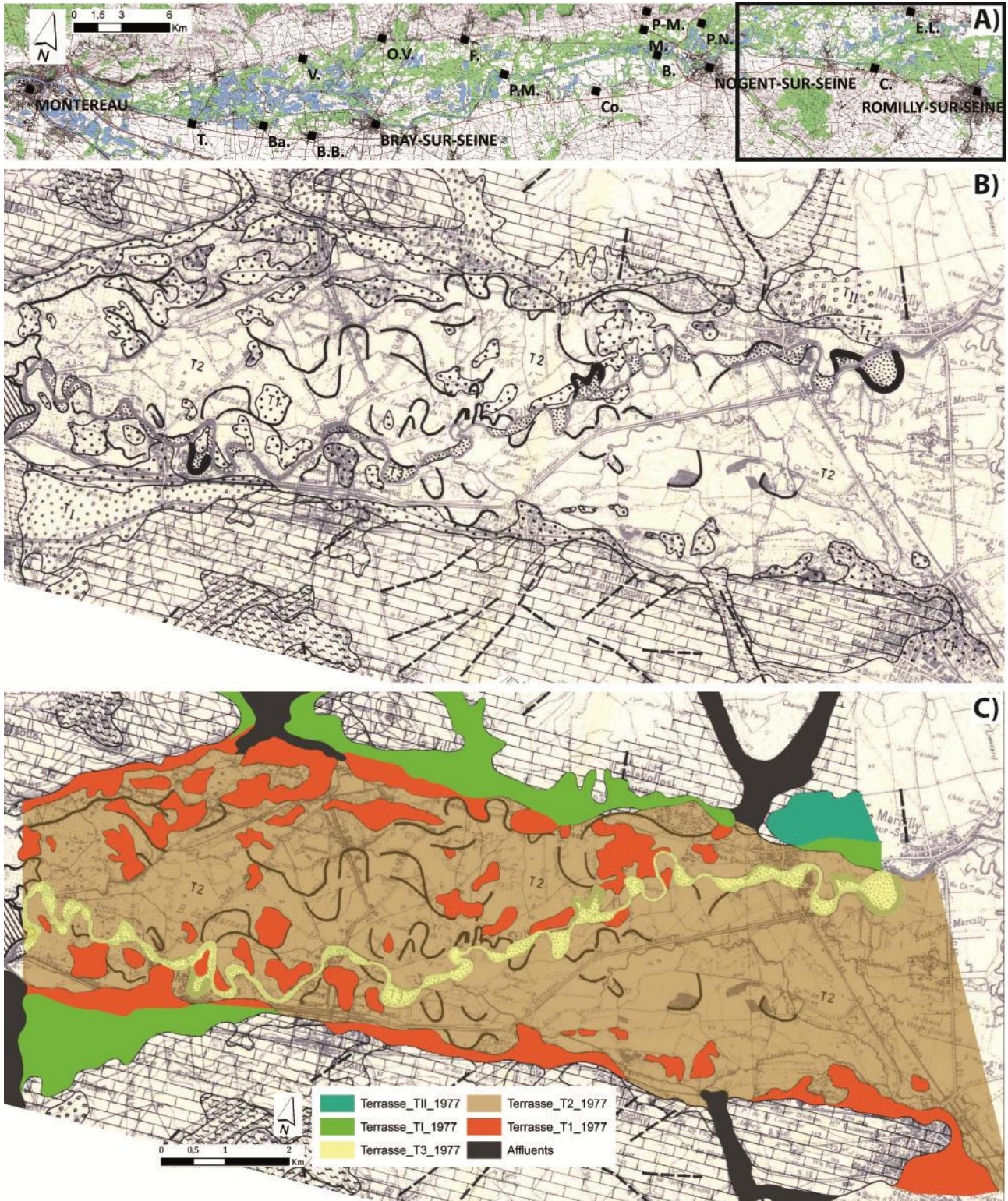


Figure III-7. Carte géomorphologique de la partie amont de la plaine de la Bassée (de Nogent-sur-Seine à Romilly-sur-Seine) d'après Caillol et al. (1977).

A) Carte topographique, pour les noms de villes voir Figure III-6, B) Carte géomorphologique originelle (Mégnyen et al., 1965), et C) Carte géoréférencée mise en couleur.

III.1.1.3 Synthèse

Nous avons essayé d'harmoniser les deux cartes (Mégnyen et al., 1965; Caillol et al., 1977) en utilisant les résultats d'études sur les zones inondables de la plaine amont de la Bassée, que nous avons ensuite croisés avec les données d'occupation des territoires.

L'étude détaillée des zones inondables (Figure III-8) conduite par Dzana and Gaillard (1995) nous permet de disposer, pour le secteur à l'amont de Nogent-sur-Seine, d'une cartographie détaillée établie à partir d'un survol en U.L.M. au maximum de la crue de 1993 ($131 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ à Arcis sur Aube et $123 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ à Mery-sur-Seine). Cette cartographie représente la situation hydrologique pour une crue de période de retour de 2 ans. Nous reprenons l'analyse proposée par Dzana and Gaillard (1995) :

- dans le cours de l'Aube à l'amont de la confluence avec la Seine (d'Arcis-sur-Aube à Anglure), le lit mineur domine topographiquement le reste de la plaine alluviale de la Seine, occupant une ride alluviale qui isole des dépressions en eau. A partir de Granges, on note l'apparition de montilles à l'intérieur du lit majeur ;
- a partir d'Anglure jusqu'à Esclavolles-Lurey, le lit mineur est en contrebas du niveau général de la plaine alluviale. En amont de la confluence, le lit mineur est encadré par des berges d'environ 3 m de dénivellation qui limitent les déversements dans le lit majeur ce qui explique que la plaine soit quasiment hors d'eau ;
- en aval de la confluence, le développement des grands méandres favorise le déversement de l'eau dans la plaine à la faveur des convexités et recoupements de méandres ;
- d'Esclavolles-Lurey à Nogent-sur-Seine, la crue occupe l'ensemble du lit majeur jusqu'aux limites de la basse terrasse (surfaces grisées, Figure III-8).

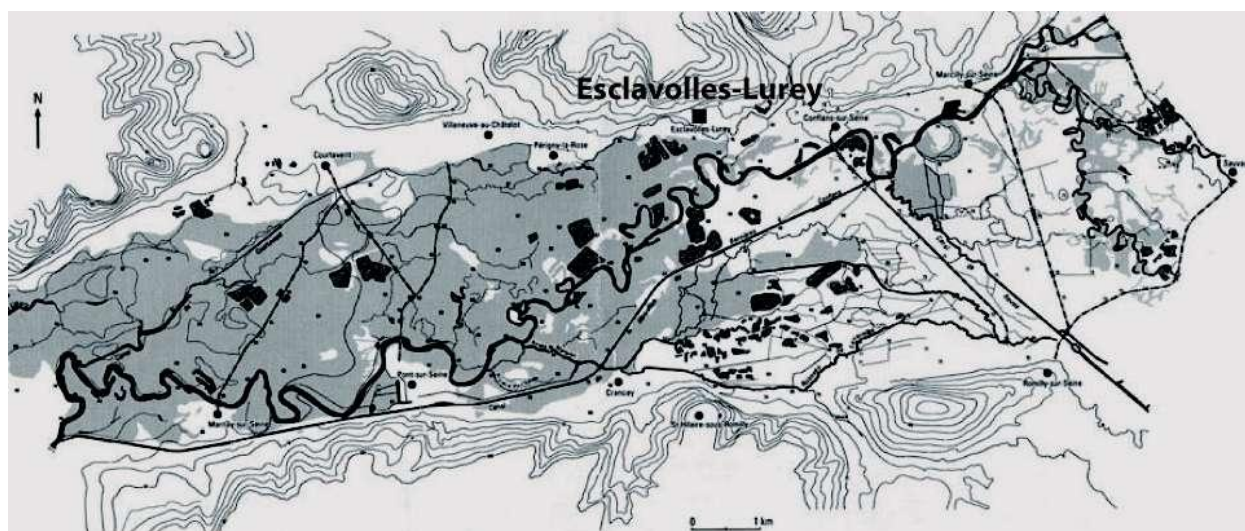


Figure III-8. Carte de l'inondation de la plaine au cours de l'hiver 1993 (Dzana and Gaillard, 1995; Fustec et al., 2001).

Dans le cadre de notre travail, nous nous intéressons aux paléoreliefs en bordure ou au sein de la plaine alluviale, et nous essayons de les attribuer à la classification proposée par Mégnyen et al. (1965). Les lambeaux cartographiés en T1₁₉₇₇ ne sont que partiellement inondés et ceux cartographiés en T2₁₉₇₇ le sont généralement à part certains lambeaux. Nous obtenons donc après traitement et analyse (géoréférencement de la carte d'inondation et tracé des contours des zones inondées), la figure suivante (Figure III-9). Cette répartition des zones exondées nous permet d'attribuer :

- à la nappe T1 les paléoreliefs exondés lors de cette crue qu'ils appartiennent à T1₁₉₇₇ ou à T2₁₉₇₇ (surfaces rouges) ;
- à la nappe T2 ceux attribués à T1₁₉₇₇ inondés lors de la crue (surfaces orange) ;
- T2'₁₉₇₇ se réduit alors aux nappes alluviales T2 et T3a (surfaces grises) qu'il nous reste à identifier grâce à l'analyse de l'occupation du territoire.

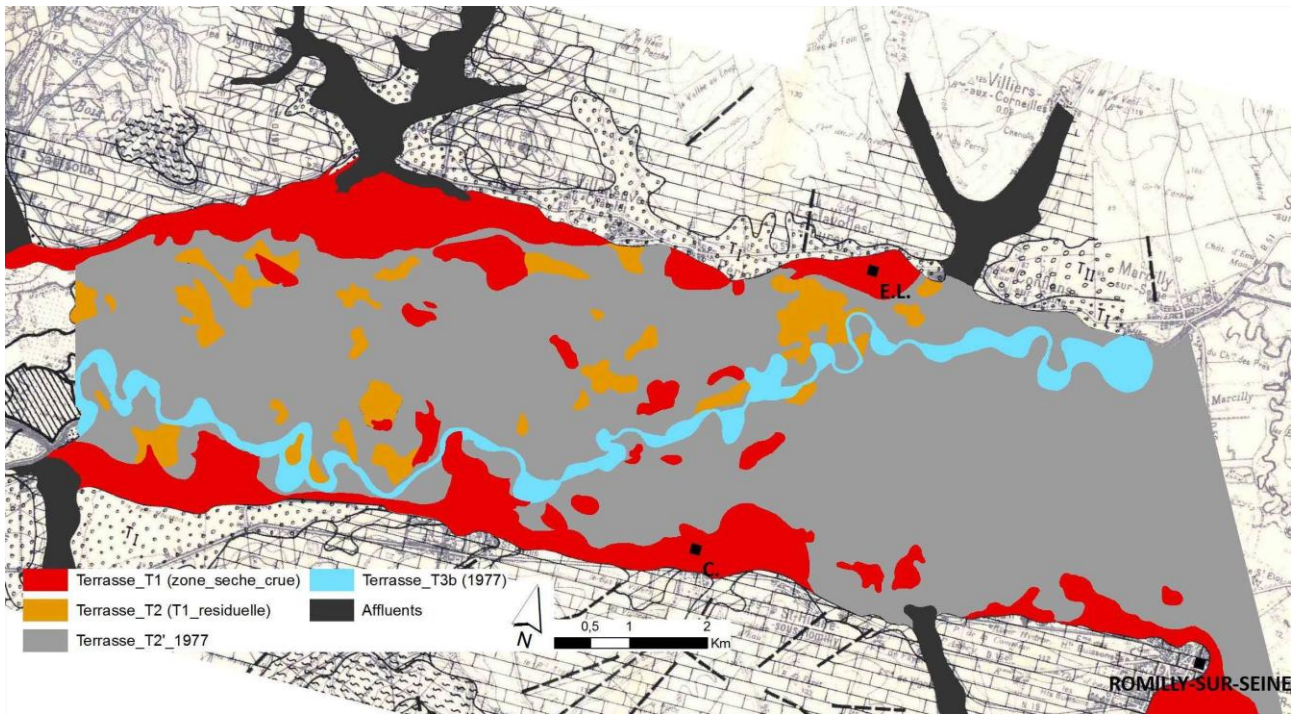


Figure III-9. Interprétation des terrasses du fond de la vallée décrites par Caillol et al. (1977) en fonction des zones d'inondations décrites par Dzana and Gaillard (1995).

Nous avons essayé de différencier T2 de T3a à partir de l'occupation des territoires telle qu'indiquée sur les cartes de l'état-major du début du XIX^{ème} siècle, tout en étant conscient des incertitudes associées à cette démarche :

- bleu : prés et pâtures ;
- vert : zones boisées ;
- blanc : cultures ou vergers.

Cette interprétation s'appuie sur la corrélation observée entre les types d'occupation des sols et les niveaux de nappes alluviales identifiées dans la zone aval de Nogent-sur-Seine (Figure III-10). Nous observons que les terrains de la terrasse T2 sont essentiellement couverts de bois ou vergers alors que ceux de T3a sont plutôt occupés par des pâturages. Il ne s'agit pas d'une corrélation exacte, mais celle-ci nous permet de dégager des éléments complémentaires dans la morphologie de la plaine de la Bassée, et plus particulièrement sur la distribution des paléorieliefs.

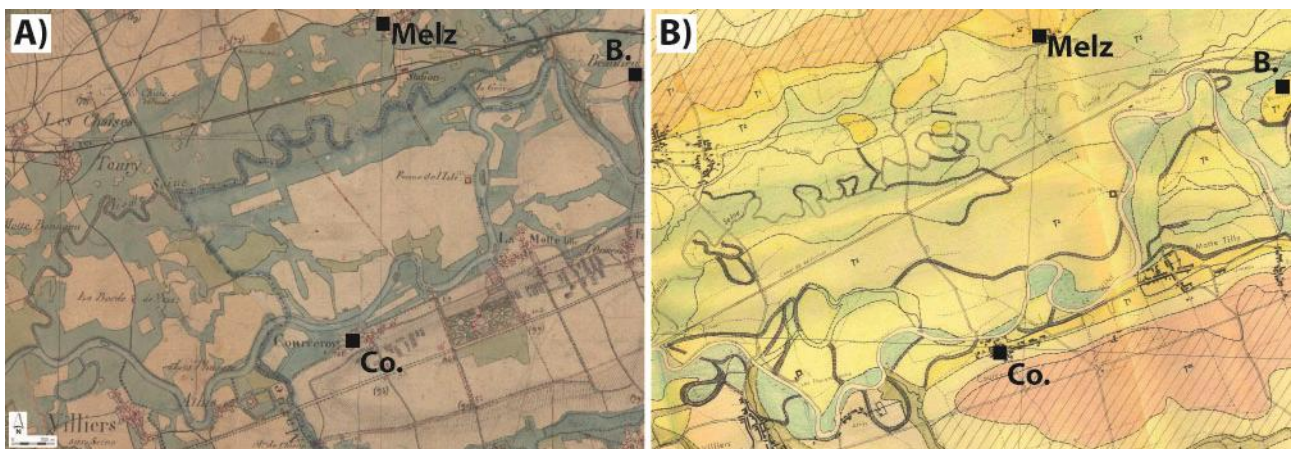


Figure III-10. Comparaison de l'occupation du territoire avec la présence de terrasses. B. : Beaulieu, Co. : Courceroy, A) Carte de l'état-major (<http://tab.geoportail.fr/>) et B) Extrait de la carte géomorphologique de Mégnien et al. (1965).

Dans la zone à l'amont de Nogent-sur-Seine, on observe une bonne corrélation avec les données de la crue de 1993 au cours de laquelle les zones blanches ne sont pas inondées, alors que toutes les zones en vert ou bleu le sont. Au sein de la nappe T2'1977 nous proposons, comme dans la zone aval, d'attribuer à T2 les zones boisées ainsi que les cultures, et à T3a les prés, tout en étant conscient des incertitudes associées à cette interprétation (parcellaire souvent géométrique, alternances du couvert végétal selon les années...).

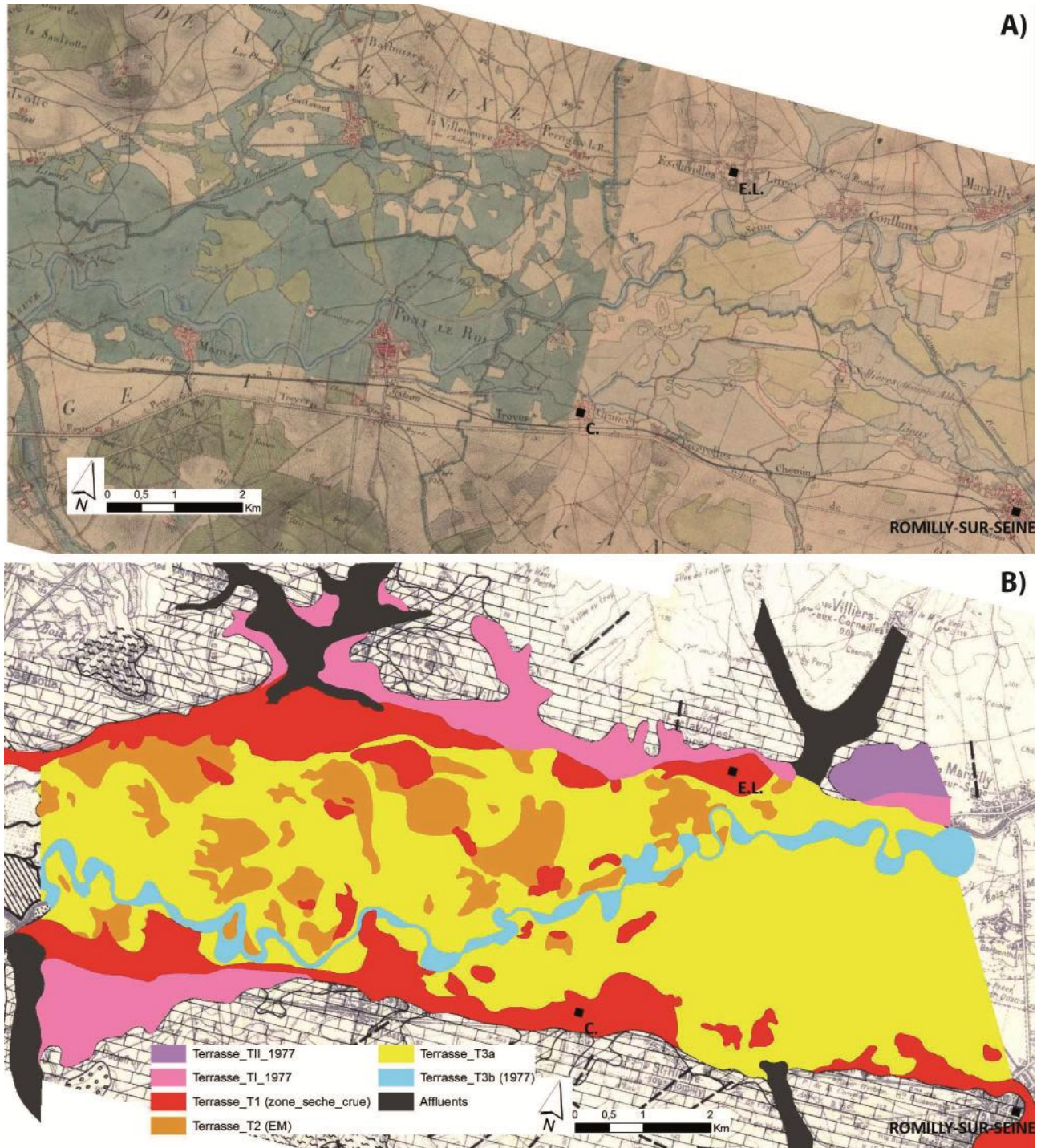


Figure III-11. Corrélation entre usage du territoire et nappes alluviales dans la zone amont de Nogent-sur-Seine. A) Extrait de la carte de l'état-major (<http://tab.geoportail.fr/>) et B) Interprétation des terrasses alluviales en fonction des zones d'inondation décrites par Dzana and Gaillard (1995) et en fonction de l'usage du territoire. C. : Crancey et E.L. : Eclavolles-Lurey.

La prise en compte des éléments indirects que sont les zones inondées lors des crues et l'occupation des sols nous permet de proposer une cartographie cohérente des nappes alluviales de la Seine sur l'ensemble de la plaine de la Bassée, de la confluence avec l'Aube jusqu'à la confluence avec l'Yonne.

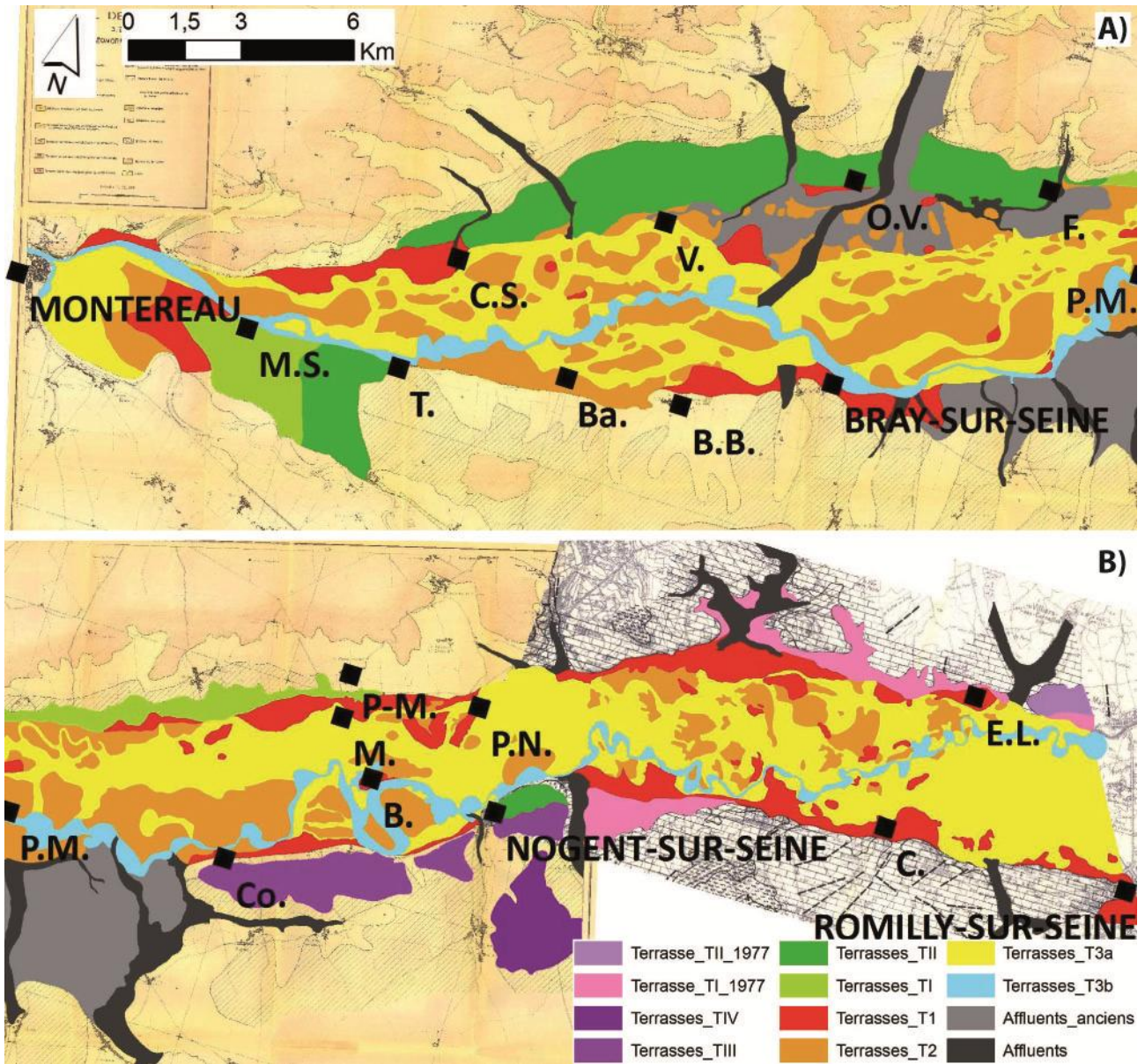


Figure III-12. Carte de répartition des nappes alluviales au sein de la plaine de la Bassée.

A) Partie à l'aval de Port Montain (P.M.) et B) Partie à l'amont (pour les noms de villes voir Figure III-6).

Cette carte intègre l'ensemble des informations issue des cartes géomorphologiques de Caillol et al. (1977) et de Mégnien et al. (1965), de la carte de l'inondation de 1993 de Dzana and Gaillard (1995) et de l'usage du territoire extrait des cartes de l'état-major (<http://tab.geoportail.fr/>).

La répartition des nappes alluviales sur cette carte géomorphologique (Figure III-12) montre en surface la répartition suivante des différentes nappes :

Sur les plateaux constituant les épaulements de la Bassée, ce sont principalement les nappes TI et TII qui se trouvent directement en bordure de la plaine alluviale :

- sur la bordure nord, on trouve des lambeaux dont l'extension longitudinale atteint entre 10 et 20 km et qui appartiennent à la nappe **TI1977 (TI ou TII)** dans le secteur entre la confluence Seine-Aube et Nogent-sur-Seine, à la **nappe TI** entre Le Plessis Mériot (P.M.) et Flamboin (F.), et la **nappe TII** vers l'aval entre Flamboin et Chatenay-sur-Seine (C.S.). Sur le versant sud, à l'amont de Nogent, la nappe **TI₁₉₇₇** est moins étendue que sur la bordure nord puisqu'elle n'a

été identifiée qu'à l'aval de Crancey (C.) et se poursuit peu à l'aval de Nogent-sur-Seine. La zone de confluence entre la Seine et l'Yonne est bien délimitée par les terrasses **TII** et **TI** ;

- dans le secteur à l'aval de Nogent, le **lambeau de TIII** s'étend en bordure de la plaine alluviale sur une dizaine de kilomètres, entre Nogent-sur Seine et Courceroy (Co.) ;
- en dehors de ces zones, les plateaux sont juste recouverts de limons ou de sédiments des affluents au nord (la Voulzie et l'Auxence) et au sud (l'Ardusson, l'Orvin et quelques rus).

La distribution des lambeaux de nappes alluviales (TI à TIV) sur les épaulements de la plaine de la Bassée montre qu'au moment du dépôt de ces nappes, la Seine balayait une zone plus large que celle balayée au moment de la formation de la vallée incisée dans laquelle se sont déposées les nappes T1 à T3. Les dépôts des épaulements constituent une bande de quelques centaines de mètres relativement bien distribuée tout au long de la plaine de la Bassée. L'absence de ces hautes terrasses à l'aval de Courceroy suggère que la Seine a préférentiellement occupé la zone sud de la vallée incisée de la Bassée au cours des derniers 150 ka.

Au sein de la plaine alluviale de la Bassée, les reliques des nappes alluviales dessinent un chevelu complexe qui traduit le balayage de la plaine par la Seine :

- **les lambeaux de T1** sont préservés en grande majorité sur les bordures nord et sud de la plaine de la Bassée. Ces lambeaux possèdent des extensions longitudinales de quelques kilomètres séparées par des zones d'égale extension dans lesquelles aucune trace de T1 n'a été mentionnée. Il convient cependant de noter que certains lambeaux de T1 ont été préservés au sein de la plaine alluviale, juste au sud de Nogent-sur-Seine (bordure nord), dans les zones de Port-st-Nicolas (P.N.), Le Mériot (M.) et Beaulieu (B.). Ces rares lambeaux indiquent que la Seine n'a pas complètement remanié les dépôts de T1 lors de l'incision au début du cycle Weichsélien, ni au cours de la construction de la nappe alluviale T2 ;
- les alluvions appartenant à **la nappe T2** occupent près de la moitié de la surface de la plaine de la Bassée. On retrouve les lambeaux de plus grande taille sur la bordure sud où leurs extensions atteignent plusieurs kilomètres. Dans la partie centrale de la plaine, ils forment des îlots allant de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres d'extension longitudinale ;
- les sédiments de la **nappe T3a** constituent un réseau anastomosé qui s'est largement développé sur le domaine défini par la plaine alluviale de la Bassée construite à partir des dépôts de T1 et T2. Au niveau de Nogent-sur-Seine, la plaine a été occupée sur toute sa largeur, puis vers l'aval, on note un balayage préférentiel vers la bordure nord de la plaine, alors qu'après Port Montain un réseau anastomosé s'étale sur toute la largeur de la plaine ;
- les sédiments **T3b** se situent en bordure de la Seine actuelle et constituent la nappe alluviale de la Seine récente (Holocène et actuel).

III.1.1.4 Conclusions

L'analyse de la distribution des nappes alluviales en bordure des épaulements de la plaine de la Bassée et au sein de celle-ci montre :

- une réduction de la zone de balayage de la Seine au cours du temps ;
- une érosion partielle des dépôts de la nappe alluviale de la dernière glaciation du Saalien (MIS 6/5) par les divagations de la Seine au cours de l'incision du cycle suivant (Weichsélien), comme en témoignent les îlots préservés dans la partie centrale de la plaine alluviale ;
- une nappe Weichsélienne qui est elle-même disséquée par les divagations du lit de la Seine au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

III.1.2 Cartographie LiDAR

Dans cette analyse géomorphologique, notre objectif est d'évaluer l'apport des données LiDAR aux analyses de terrain existantes. La comparaison est menée dans la partie de la plaine alluviale de la Bassée couverte par les données LiDAR, entre Nogent-sur-Seine à l'amont et Bray-sur-Seine à l'aval.

III.1.2.1 Méthode

La technologie **LiDAR** (*Light Detection And Ranging*), développée dans les années 1970, consiste en une mesure répétée de la distance à un objet à l'aide d'un télémètre laser (lumière dans la gamme des infrarouges à ultraviolet, Figure III-13). Le faisceau lumineux émis est interrompu lorsqu'il rencontre un objet. La distance entre l'appareil et l'objet est ensuite calculée à partir du temps entre l'émission et la réflexion du faisceau laser divisé par la vitesse de la lumière. La répétition des mesures permet d'acquérir des descriptions précises des objets étudiés, avec une localisation absolue de l'ordre de 10 cm par géolocalisation GPS, et une précision verticale de l'ordre du centimètre. En fonction de l'altitude de vol, de la largeur et de l'angle de balayage, la densité des points peut varier d'un à 100 points au m². Le faisceau laser présente l'avantage de pénétrer partiellement le couvert végétal, car la lumière émise par un même faisceau peut n'être qu'en partie interrompue par la végétation et donc réfléchi, alors que l'autre partie pourra atteindre le sol.

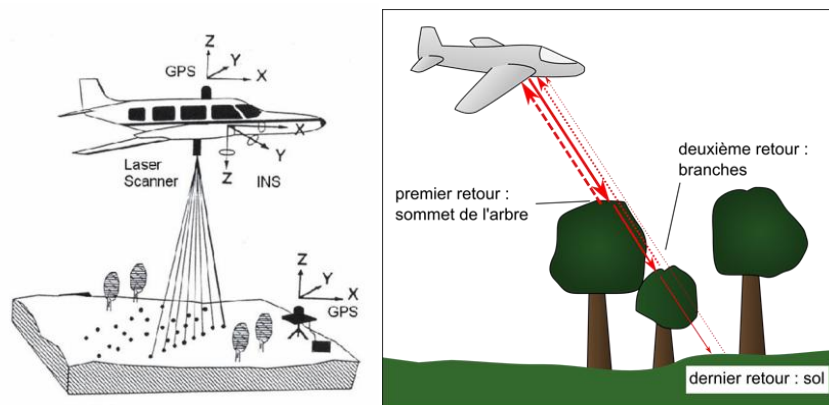


Figure III-13. Principe d'acquisition de données par méthode LiDAR (http://live.osgeo.org/_images/liblas4.jpg ; http://www.esrifrance.fr/SIG2009/cemagref_volume_bois.htm).

Avec le LiDAR, il est possible d'obtenir une cartographie détaillée et précise du sol sous couvert végétal et d'en détecter les microreliefs, ce qui dans le cadre de cette étude nous permet de détecter plus finement la distribution des îlots reliques des nappes alluviales au sein de la plaine de la Bassée, ainsi que les paléo-tracés de la Seine qui seront traités dans la partie paléo-hydrologie (Chapitre IV). Le LiDAR décrit ainsi le sol à nu, qu'il s'agisse d'un terrain naturel ou aménagé par l'Homme (voies routières ou ferrées, canaux, terrassements,...). Le LiDAR ne pénétrant pas les masses d'eau, celles-ci donneront des surfaces dites « vides ».

III.1.2.2 Données

Le jeu de données dont nous disposons, fourni par l'Etablissement Public Territorial de Bassin Seine Grands Lacs (EPTB Seine Grands Lacs), est de très bonne qualité. Le jeu de données fourni correspond au modèle numérique de terrain (MNT). Ce fichier a été extrait du MNS (modèle numérique de surface) obtenu à partir de l'enregistrement LiDAR. Le passage au MNT est réalisé par une opération de filtrage qui réduit l'information en ne retenant que les points représentant le sol (Figure III-14). Le MNT permet de calculer des pentes, de tracer des contours et d'analyser finement les morphologies de surface.

L'acquisition LiDAR a été conduite dans le cadre des études sur la modélisation hydraulique de la vallée de la petite Seine (cours de la Seine entre Nogent-sur-Seine et Bray-sur-Seine). La cartographie réalisée couvre quasiment la largeur complète de la plaine alluviale entre Port Montain (P.M.) et Beaulieu (B.), alors que dans la partie aval nous ne disposons d'informations que sur la partie sud de la plaine alluviale.

Il se compose de 152 dalles d'une surface unitaire d'au maximum 1 km². Chaque dalle est constituée d'un nuage de points de densité variable, en fonction des conditions d'acquisition et de l'état de surface. Ce nuage de point a été utilisé pour créer un raster dont la taille de maille est de 3x3 m, soit 9 m². Cette surface a été choisie par rapport aux zones de densité minimales de points, afin d'éviter de créer des cellules sans données, et d'avoir à recourir à des techniques d'interpolation. Cette discrétisation est également le meilleur compromis entre résolution et taille du raster créé (et donc la lourdeur de manipulation). Lorsqu'une cellule contenait plusieurs points, l'altitude de la cellule est calculée par la moyenne des altitudes des points. Les dalles comportent des zones sans information qui correspondent aux plans d'eau, qui occupent les anciennes exploitations de granulats, ou les points bas des exploitations actuelles, là où la nappe d'eau souterraine affleure.

L'**influence anthropique** est certaine mais reste limitée à certaines zones, malheureusement clés pour cette étude. Au nord de Nogent-sur-Seine (Figure III-14), elles correspondent aux remblaiements de la zone industrielle et du site d'implantation de la centrale nucléaire, créant des reliefs artificiels. A l'inverse, tout au long de la plaine alluviale, l'activité d'extraction des granulats a contribué à une perte des reliefs locaux par arasement, remplacés par de nombreux plans d'eau, (zones imagées en blanc).

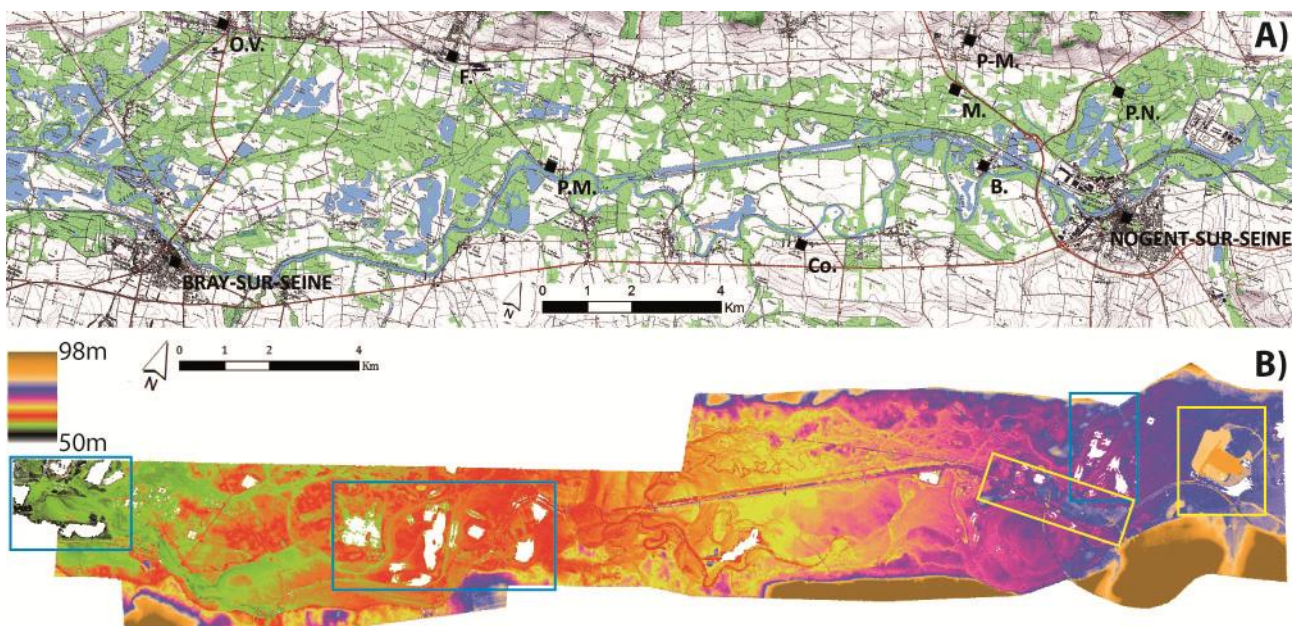


Figure III-14. MNT obtenu à partir des données LiDAR (données EPTB Seine Grands Lacs).

A) Carte topographique, pour les noms de villes voir Figure III-6, B) MNT LiDAR. [cadres bleus : zones de gravières imagées en blanc ; cadres jaunes : reliefs artificiels (centrale nucléaire en amont de Nogent-sur-Seine et zone industrielle en aval.)]

III.1.2.3 Interprétation

La recherche de témoins des différentes nappes alluviales au sein de la plaine de la Bassée, qui s'étend sur une distance longitudinale d'une quarantaine de kilomètres, nécessite de débasculer le MNT afin de retirer de celui-ci la pente moyenne de la plaine alluviale de la Seine. Cette opération qui revient à « mettre à plat » la bande active de la Seine fait ressortir les pentes des versants de la vallée et les morphologies de faibles dimensions au sein de la plaine alluviale.

Un débasculement a été réalisé en soustrayant la pente moyenne de la plaine alluviale du MNT (7 m entre Nogent-sur-Seine et Marolles-sur-Seine). L'image obtenue est tout à fait satisfaisante dans la zone comprise entre Port Montain (P.M.) et Beaulieu (B.), le cours actuel de la Seine se trouve effectivement dans les zones les plus basses de la carte (couleur vert sombre) (Figure III-15). Nous avons retenu ce secteur pour lequel les modifications anthropiques sont les plus faibles et permettent de réaliser une comparaison avec les données géomorphologiques.

Cette image fait ressortir les morphologies en bordure et au sein de la plaine de la Bassée.

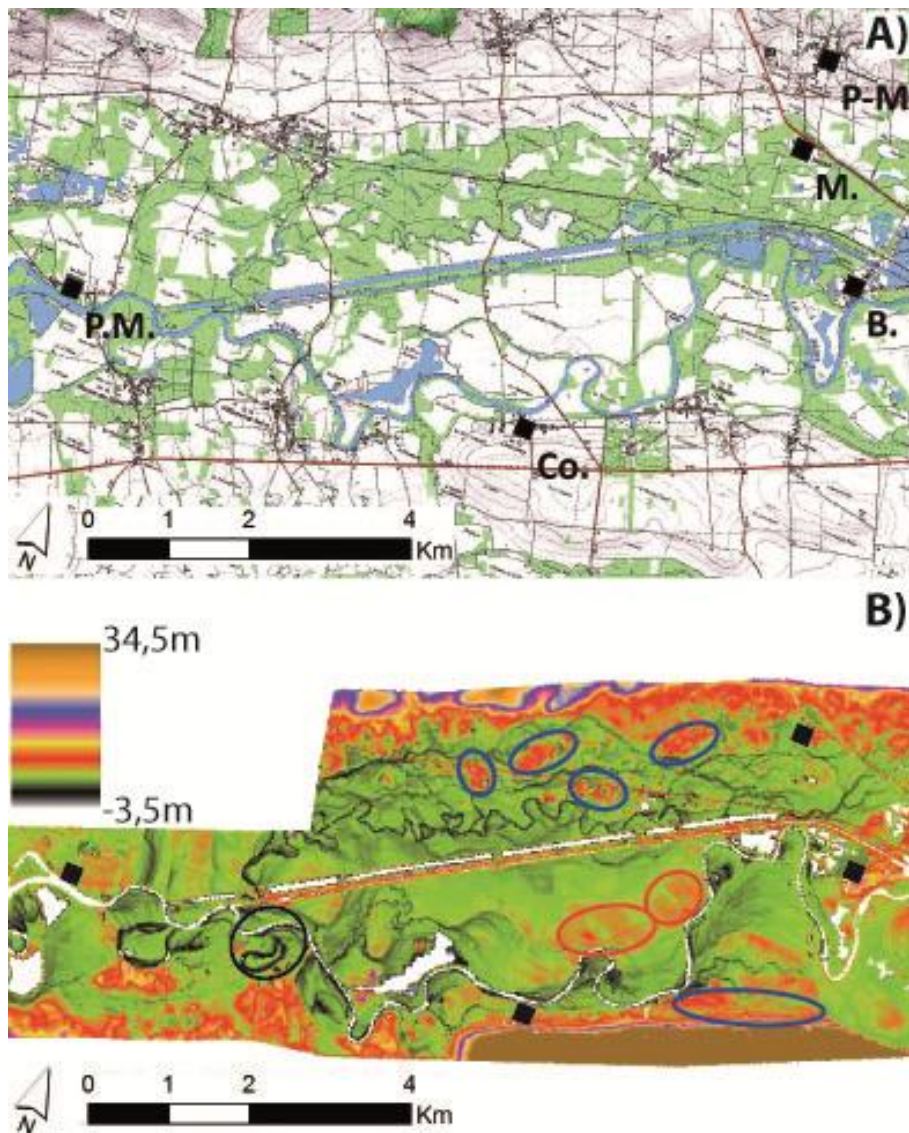


Figure III-15. Carte LiDAR d'une partie de la plaine alluviale.

A) Carte topographique, pour les noms de villes voir Figure III-6, B) Carte LiDAR débasculée entre Port Montain et Beaulieu.

Nous ne disposons de données LiDAR sur **les épaulements** qu'au sud de la carte. Le MNT LiDAR débasculé souligne bien le faible relief des épaulements et de la plaine alluviale.

A l'intérieur de la plaine, de nombreux îlots ont pu être identifiés à partir des contrastes de couleurs (tons chauds associés aux reliefs par rapport aux tons froids dans les verts correspondant aux zones basses). Ces îlots forment des monticules qui, le plus souvent, se situent en bordure de plaine, témoins de la dissection de lambeaux plus conséquents situés à des altitudes comparables. D'autres monticules sont dispersés au sein de la plaine alluviale. La précision du MNT nous conduit à distinguer plusieurs ensembles qui sont identifiés par leurs altitudes par rapport au lit majeur du cours actuel de la Seine, soit par altitudes croissantes :

- les surfaces en noir et vert foncé correspondent au lit actuel de la Seine, à sa vallée active et au lit de la vieille Seine (exemple entouré en noir, Figure III-15) ;
- les surfaces en vert clair, zones surélevées d'environ 3 m se présentent sous deux formes, de larges taches de grande étendue atteignant quelques kilomètres de long et moins d'un kilomètre de large [exemple au nord de Courceroy (Co.)] et des couloirs plus étroits qui ne dépassent pas quelques centaines de mètres de large et serpentent entre des îlots dans des tons rouge orangés [exemple à l'aval du Mériot (M.)] ;

- les surfaces orangées, zones surélevées d'environ 4 m, s'observent aussi bien au cœur de la plaine alluviale que sur les bordures. La taille de ces surfaces est très variable, allant de 0,01 km² à plusieurs km² (exemples entourés en rouge/orange, Figure III-15) ;
- la couleur rouge correspond aux zones les plus surélevées au sein de la plaine de la Bassée montrant un dénivelé de 5 m environ. Elles s'observent majoritairement sur les bordures de la plaine où elles forment des lambeaux allongés (plusieurs km) et au centre de la plaine alluviale où elles constituent des îlots isolés de taille raisonnable (au maximum 1,5 km², exemples entourés en bleu, Figure III-15).

III.1.3 Synthèse des données cartographiques

Le rapprochement entre les données géomorphologiques tirées de l'analyse de terrain combinée aux données infrarouges et celles déduite de la cartographie LiDAR montre une très grande cohérence tant sur les altitudes relatives (Tableau III-2) que sur l'extension des lambeaux de nappes alluviales (Figure III-16). L'analyse des dénivelés montre une bonne concordance entre :

- la nappe alluviale T3b et les surfaces noires et vert foncé ;
- la nappe T3a et les surfaces vert clair ;
- la terrasse T2 et les zones orangées ;
- la terrasse T1 et les zones rouges.

Tableau III-2. Correspondance des formations alluviales de la Seine en fonction des auteurs avec les gammes de couleurs du MNT-LiDAR.

	Carte géologique	Mordant (1992)	Mégnyen et al. (1965)		LiDAR		Attribution stratigraphique
			Terrasse	Altitude relative* (m)	Couleur	altitude* relative (m)	
Vallée incisée	Fz	alluvions récentes	T3b		Noir vert foncé	-3,4 à -1	Holocène
			T3a	0,5 m	Vert clair	aux alentours de -0,7	Tardiglaciaire
	alluvions anciennes sablo-graveleuses	T2	2 m	orangé	aux alentours de 0	Weichsélien	
		T1	4 m	rouge	de 0,3 à 2,7	Saalien 3 MIS 6/5	
Plateaux	Fy	Nappe Entre + 6-12 m	T-I	6-8 m	Rose bleus	entre 2,7 et 6	MIS 8/7
			T-II	10-12 m			MIS 10/9
		Nappe plus de 14 m	T-III	14-20 m	marron	entre 6 et 34	MIS 12/11
			T-IV	45-50 m			-

* altitude par rapport à la vallée active de la Seine.

La superposition des deux cartes montre également une très bonne correspondance entre les surfaces attribuées à chacune des nappes alluviales par l'analyse géomorphologique et par l'analyse LiDAR. Le LiDAR apporte un raffinement dans la définition des géométries et permet d'identifier des îlots de moindre surface. Les données géomorphologiques acquises au début de l'exploitation des gravières permet de calibrer certaines données LiDAR en bordure des gravières, artefacts liés à l'exploitation ou reliques post exploitation de reliefs.

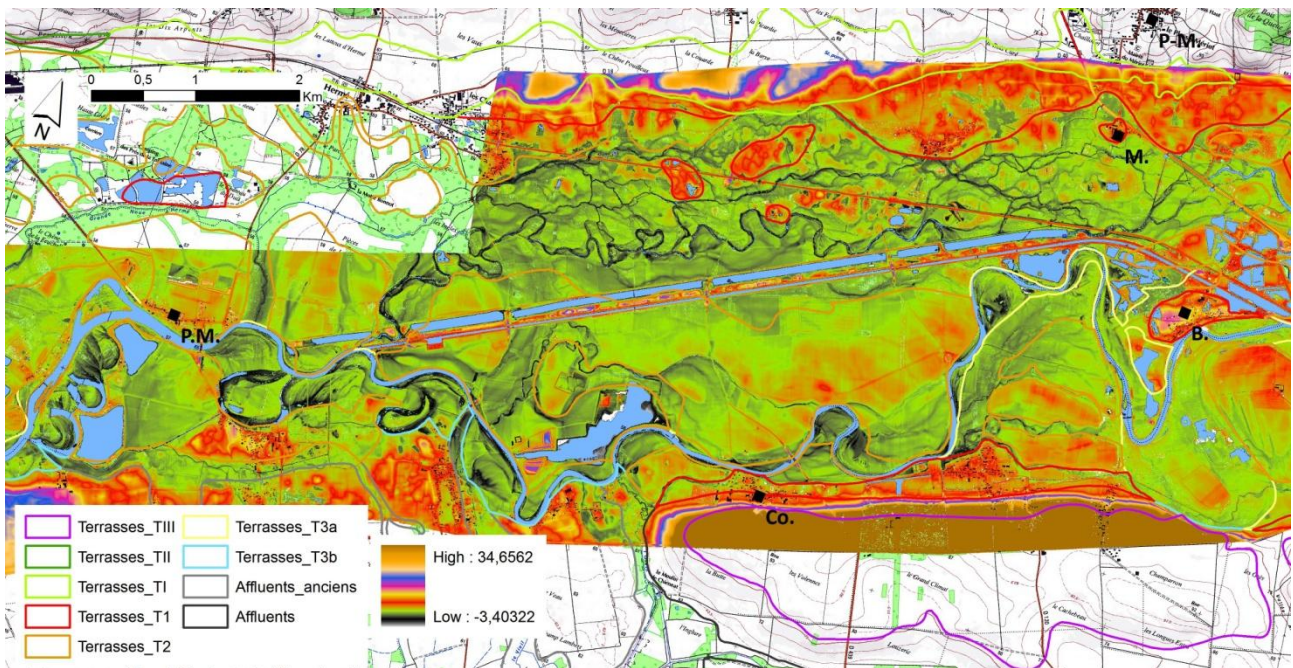


Figure III-16. Carte LiDAR et contour des terrasses observées sur la carte géomorphologique.
Pour les noms de villes voir Figure III-6.

Dans la suite de cette étude, nous avons retenu la carte de synthèse (Figure III-12) construite en intégrant les données des cartes géomorphologiques, d'inondation et d'état-major qui sont cohérentes avec celles de la zone où le MNT LiDAR est disponible.

III.2 Reconstruction de l'interface craie/alluvions

L'analyse de l'étagement et de l'emboîtement des nappes alluviales repose le plus souvent sur l'analyse de leur surface sommitale dont les caractéristiques sont facilement accessibles par des études de terrain ou des levés LiDAR comme nous venons de le voir.

La restitution de la géométrie de leur base suppose des conditions d'affleurement exceptionnelles, qui fourniront toutefois des contraintes limitées car dépendant de l'orientation des affleurements. La présence de nombreux sondages dans la plaine de la Bassée recoupant le contact entre la nappe alluviale et le substratum est exploitée pour réaliser une estimation de la géométrie de cette interface à partir de méthodes géostatistiques.

III.2.1 Etablissement de la base de données

Les sondages représentent le premier moyen d'exploration du sous-sol à des fins économiques (approvisionnement en eau, études géotechniques, etc.) et/ou environnementales (piézomètres, contrôle de la qualité de l'eau).

A l'échelle du territoire français, l'ensemble des données de sondages récoltées représente une archive précieuse pour la connaissance de la sub-surface. C'est le BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) qui a pour mission de centraliser, de numériser et d'harmoniser cette masse d'information et de la mettre à disposition du public sous la forme d'une grande base de données (BSS-Banque du Sous-Sol) consultable en ligne sur le visualisateur InfoTerre (<http://infoterre.brgm.fr/>).

Dans le cadre de cette étude sur le secteur de la Bassée, nous avons recensé les sondages donnant des informations sur la position du substratum et la nature du remplissage sédimentaire de la plaine alluviale. Les données de la BSS ne sont pas exploitables directement puisque les données de chaque sondage sont rassemblées dans un fichier, sous formes de scan, ce qui a nécessité une saisie dédiée aux objectifs de cette étude (Figure III-17).

Les informations relatives à chaque sondage sont directement accessibles à partir de l'interface InfoTerre (Figure III-17). Celles-ci se répartissent en trois groupes :

- le premier relatif au géoréférencement de l'ouvrage (nom du forage, département, commune, lieu-dit, coordonnées et altitude) ;
- le second aux éléments techniques (nature des travaux et dates de réalisation, objet de la réalisation, type de gisement, type de documents disponibles...), et aux données géologiques fournies par le foreur (géologie initiale) ;
- le troisième, s'il existe plusieurs observations géologiques pour le même forage, correspond à un log numérique validé et harmonisé par rapport à l'ensemble des données (géologie vérifiée).

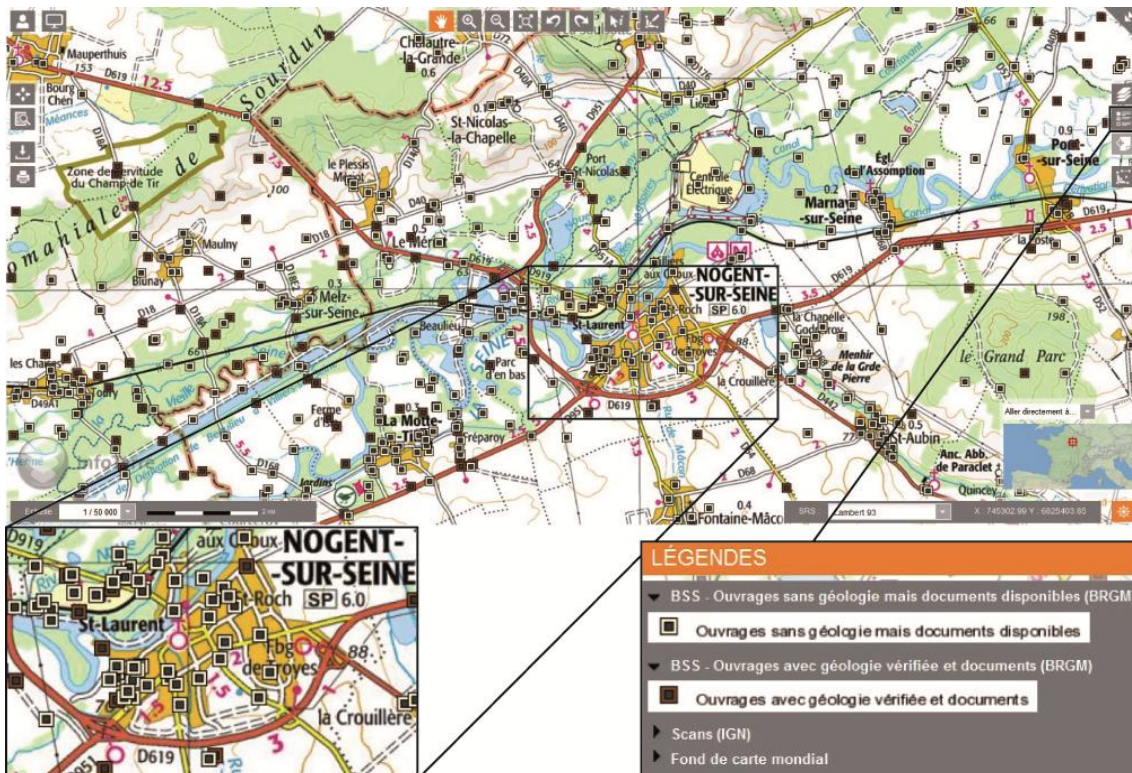


Figure III-17. Interface de visualisation InfoTerre de la base de données sous-sol du BRGM, avec affichage de certains ouvrages (Nogent-sur-Seine, 1/50 000).
On note les figurés spécifique à la qualité de l'information.

Sur le visualisateur d'InfoTerre, les sondages sont localisés sur une carte topographique avec des symboles différents selon la qualité des informations disponibles (Figure III-17). Très souvent, les documents originaux fournis par le foreur ont été numérisés et sont téléchargeables. En fonction des informations disponibles, les ouvrages sont classés dans la BSS en 6 catégories sous les intitulés suivants :

- ouvrages avec géologie vérifiée et documents (BRGM) ;
- ouvrages avec géologie vérifiée mais aucun document (BRGM) ;
- ouvrages avec géologie initiale et documents (BRGM) ;
- ouvrages avec géologie initiale mais aucun document (BRGM) ;
- ouvrages sans géologie mais documents disponibles (BRGM) ;
- ouvrages sans géologie ni document (BRGM).

Les deux premières catégories comportent des logs validés (« géologie vérifiée » BSS) dont la finesse de description correspond généralement à celle du log dressé lors du forage (« géologie initiale » BSS,

Figure III-18, A), mais qui peut être beaucoup plus synthétique (Figure III-18, B). Cet écart entre les données numériques validées et les données de terrain nous a conduit à vérifier systématiquement les documents disponibles (comptes-rendus de missions, fiches de forages, essais de pompage ou analyse de qualité de l'eau) pour obtenir les descriptions les plus fines possibles des sondages. Dans l'exemple fourni (Figure III-18), la description du log validé du sondage 02611X0016_S36 correspond aux lithologies observées lors du forage. C'est donc la géologie vérifiée qui sera renseignée dans la base de données. Pour le sondage 02952X0019_VPZ6, la description du log validé est beaucoup moins fine que la description lithologique faite lors du forage. C'est donc la géologie initiale qui sera renseignée dans la base de données.

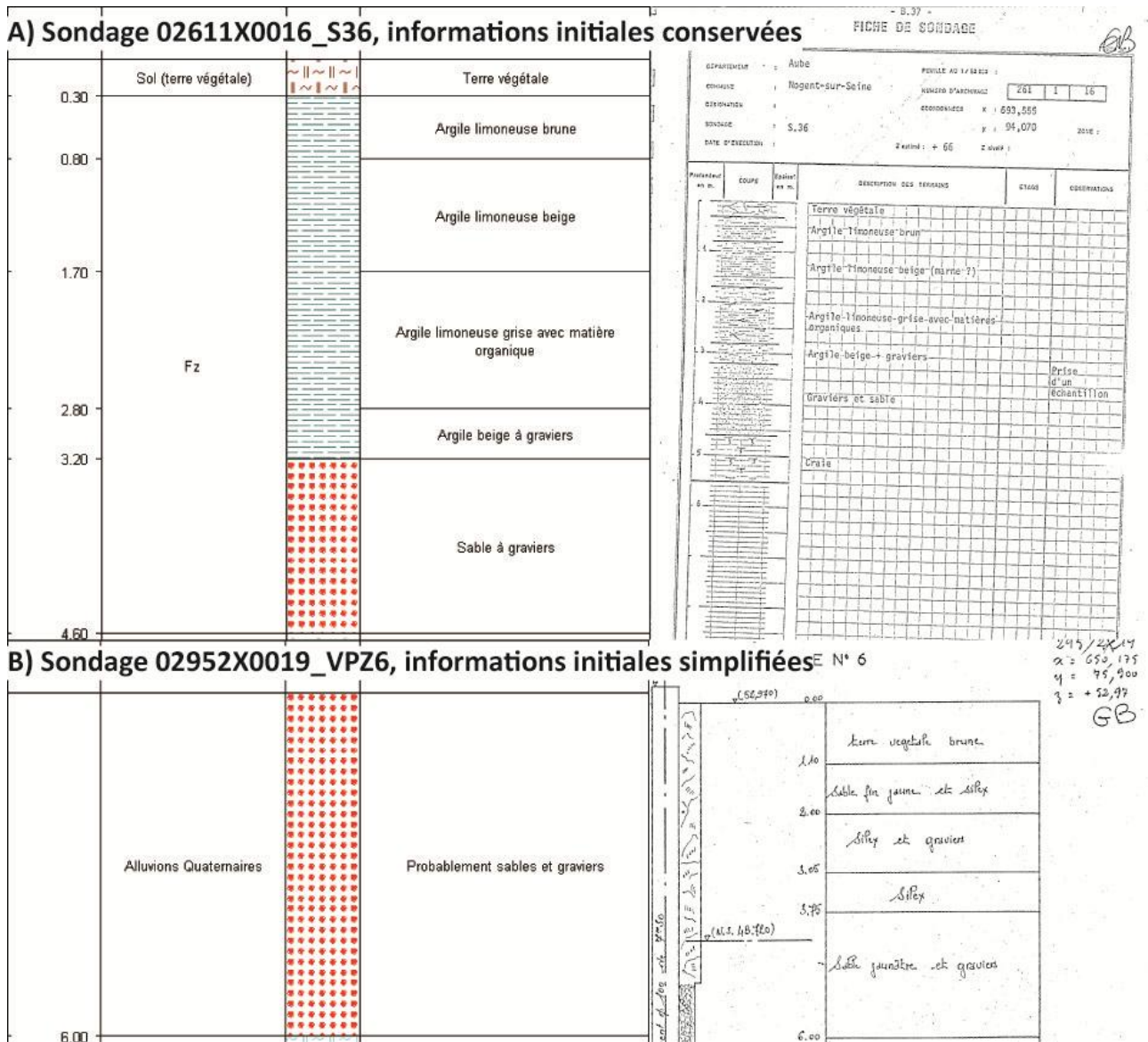


Figure III-18. Exemples de descriptions de sondages (données BSS).

Une fois les données de sondage vérifiées, les différentes informations doivent être présentées dans un cadre cohérent, car elles ont été obtenues pour des objectifs variés et par des opérateurs différents. De plus, nous y avons ajouté les informations provenant de la carte géomorphologique. Nous avons créé, en parallèle de la base de données BSS, des bases d'attributs qui sont au nombre de trois (Figure III-19) : stratigraphie, faciès, unité lithologique. La combinaison des données de la BSS avec la base de données géomorphologique nous fournit l'ensemble des éléments nécessaires à une description cohérente de tous les sondages s'appuyant sur des attributs communs.

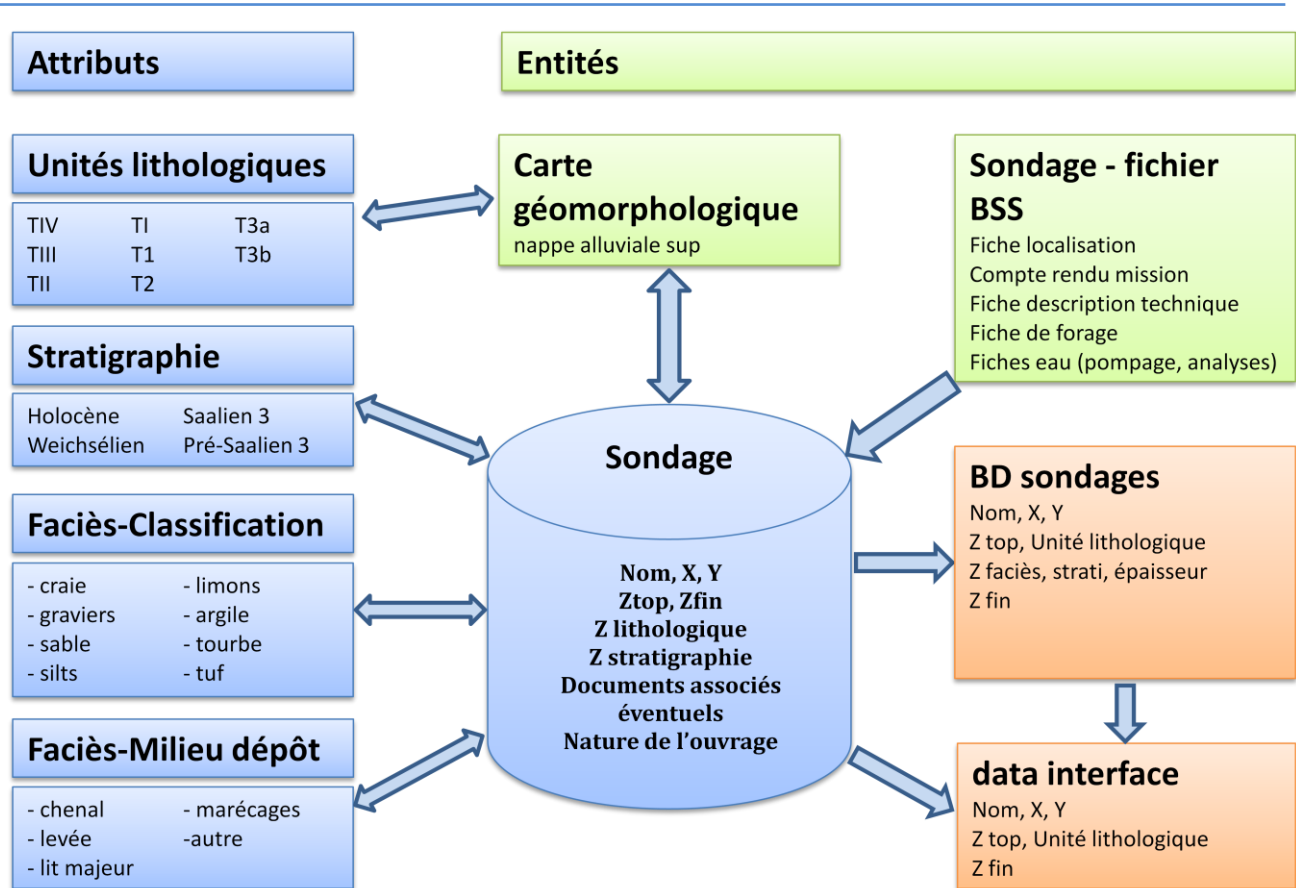


Figure III-19. Architecture de la base de données BD sondages.

En vert, les ressources utilisées pour obtenir les informations, en bleu les informations utiles et en orangé les exports possibles.

Chaque sondage comportant une description lithologique est décrit dans un fichier sous Excel (Sondage – fichier BSS, Figure III-19). Ensuite, les fiches de sondage sont fusionnées dans un fichier général (BD sondages, Figure III-19). Le détail des faciès sera abordé dans le Chapitre V et l'ensemble des coordonnées des sondages utilisés se trouvent dans l'annexe A.

Cette structure de la base de données permet de trier facilement les sondages pour sélectionner des caractéristiques particulières. Elle est également adaptée à des exportations vers des logiciels de traitement spatial de l'information (ArcGis, ISATIS...).

III.2.2 Traitement par krigeage

La base de données ainsi constituée permet d'extraire les jeux de données nécessaires à la restitution de la géométrie de l'interface entre le substratum et les alluvions. Ces données vont être traitées par une approche géostatistique, le krigeage.

Le krigeage est une technique géostatistique d'estimation. Elle a été initiée dans les années 1940-1950 par Krige (1951), puis formalisée par Matheron (1962, 1963). Cette méthode statistique permet de déterminer la distribution spatiale d'une variable à partir d'un ensemble de données par interpolation linéaire.

III.2.2.1 Méthode

L'interpolation spatiale est un problème classique d'estimation d'une fonction $Z(x)$, en un point x du plan, à partir de valeurs connues de Z en un certain nombre, m , de points environnants x :

$$Z^*(x) = \sum_i \lambda_i(x)Z(x_i)$$

Avec $Z^*(x)$ la valeur estimée, λ_i le poids affecté par le krigeage à la valeur au point x_i et $Z(x_i)$ les données connues. Les poids λ_i sont calculés de façon à obtenir une estimation sans biais (moyenne de l'erreur d'estimation nulle) et optimale (variance de l'erreur d'estimation minimale). Ces poids dépendent de :

- la distance entre les données ;
- la distance entre les données et le point pour lequel on veut estimer la mesure ;
- la structure spatiale de la variable étudiée, représentée par la carte variographique.

L'approche par krigeage comporte deux phases :

- la première, phase exploratoire, recherche la structure spatiale de la variable à estimer ;
- la seconde, phase d'estimation, consiste en une interpolation spatiale.

L'approche est utilisée pour cartographier l'interface entre le substrat et les alluvions de la Bassée. Pour plus de détails sur la méthode on se référera à Delhomme (1976).

III.2.2.2 Analyse géostatistique des données de sondages

La base de données créée à partir des sondages de la BSS constitue un ensemble qui couvre la plaine alluviale de la Bassée et ses épaulements. Elle comprend 546 sondages qui sont bien répartis sur l'ensemble de la zone (Figure III-20). Leur densité est de 1,65 sondage.km².

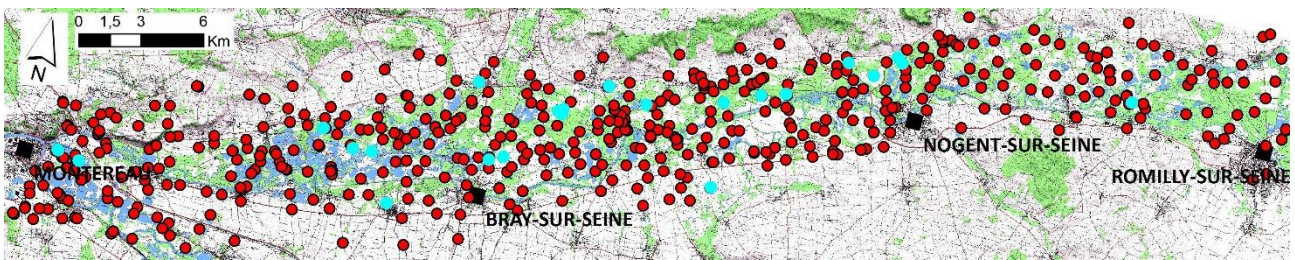


Figure III-20. Répartition des sondages extraits de la BSS et utilisés pour reconstituer l'interface craie/alluvions. En rouge : sondages atteignant le substratum, en turquoise : sondages n'atteignant pas le substratum.

Parmi les 546 sondages, 522 atteignent la craie (points rouges, Figure III-20). Ce sont ces derniers qui seront utilisés pour reconstituer la géométrie de l'interface entre le substratum crayeux et les alluvions. Les 24 sondages qui n'atteignent pas le substratum donnent une valeur minimale d'épaisseur des alluvions. Ces 24 sondages pourraient être utilisés pour contraindre l'estimation en utilisant d'autres méthodes géostatistiques. Du fait de leur localisation au centre de la vallée et qu'ils soient bien entourés par d'autres sondages, leur utilisation apporterait peu de changement à l'estimation.

Dans la phase exploratoire, l'analyse variographique consiste à tracer et analyser **des variogrammes expérimentaux** (évolution de la variance des différences de la variable entre deux points en fonction de la distance entre ceux-ci). Ces courbes permettent de détecter d'éventuelles anisotropies (comportements différents en fonction des directions de calcul) et de caractériser le comportement spatial de la variable (forme de la courbe).

Lors de cette phase nous avons effectué plusieurs calculs (Figure III-21) :

- un variogramme expérimental omnidirectionnel (le calcul ne dépend que de la distance) ;
- des variogrammes expérimentaux directionnels suivant 2 directions (celle de la vallée actuelle et celle perpendiculaire) ;
- des variogrammes expérimentaux directionnels suivant 4 directions (parallèle et normale à l'axe de la vallée, et deux autres à 45°).

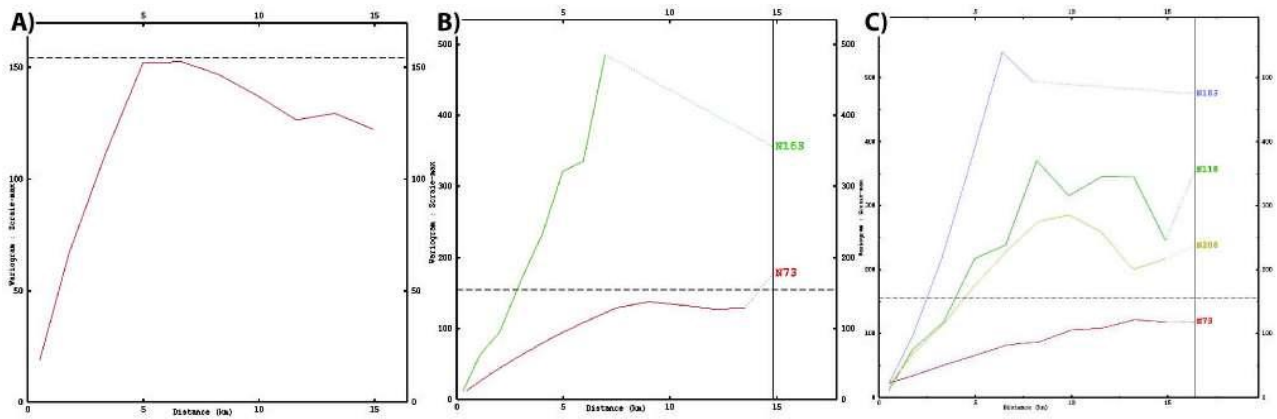


Figure III-21. Exemples de variogrammes expérimentaux.

A) Variogramme omnidirectionnel, B) Variogramme avec 2 directions et C) Variogramme avec 4 directions. La ligne horizontale en pointillés donne la variance de la variable du toit du substratum.

Les courbes montrent clairement une **anisotropie**. Suivant la direction N73° correspondant à l'axe de la vallée, la courbe variographique croît linéairement jusqu'à se stabiliser à une valeur proche de celle de la variance (pointillés). La courbe correspondant à la direction perpendiculaire (N163°) croît linéairement avec une pente beaucoup plus forte, ce qui reflète la géométrie des bords de la vallée. Les deux autres courbes (N118° et N203°) présentent des comportements intermédiaires.

Sur ces courbes nous avons ajusté un **modèle variographique** (Figure III-22).

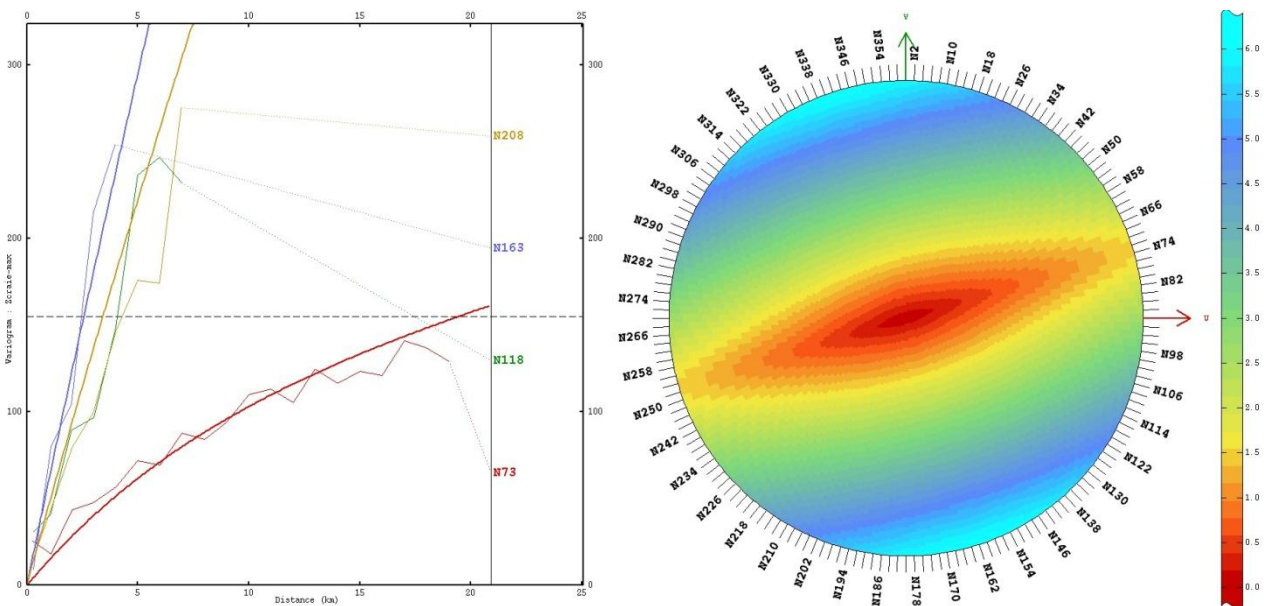


Figure III-22. A gauche : variogramme expérimental (trait fin) et modèle variographique ajusté (trait gras). A droite : carte variographique du modèle.

Cette carte variographique représente l'anisotropie dans le modèle.

Le modèle choisi se compose de deux structures :

- une structure exponentielle isotrope de 25 km de portée avec un palier de 100 m ;
- une structure linéaire de pente 3 ‰ suivant la direction N73° et de 5 ‰ suivant la direction N163°.

Afin de valider le choix de notre modèle, nous avons effectué une **validation croisée** (Figure III-23) (*cross-validation*). Ce procédé de validation consiste, en chaque point, à comparer la valeur vraie avec l'estimation obtenue à partir des valeurs vraies des points de son voisinage (le point de comparaison étant exclu de l'estimation).

Plus la différence entre ces deux valeurs (**erreur d'estimation**) est faible comparée à son écart-type (ratio inférieur à 2,5), plus le modèle et le voisinage utilisés sont considérés comme satisfaisants.

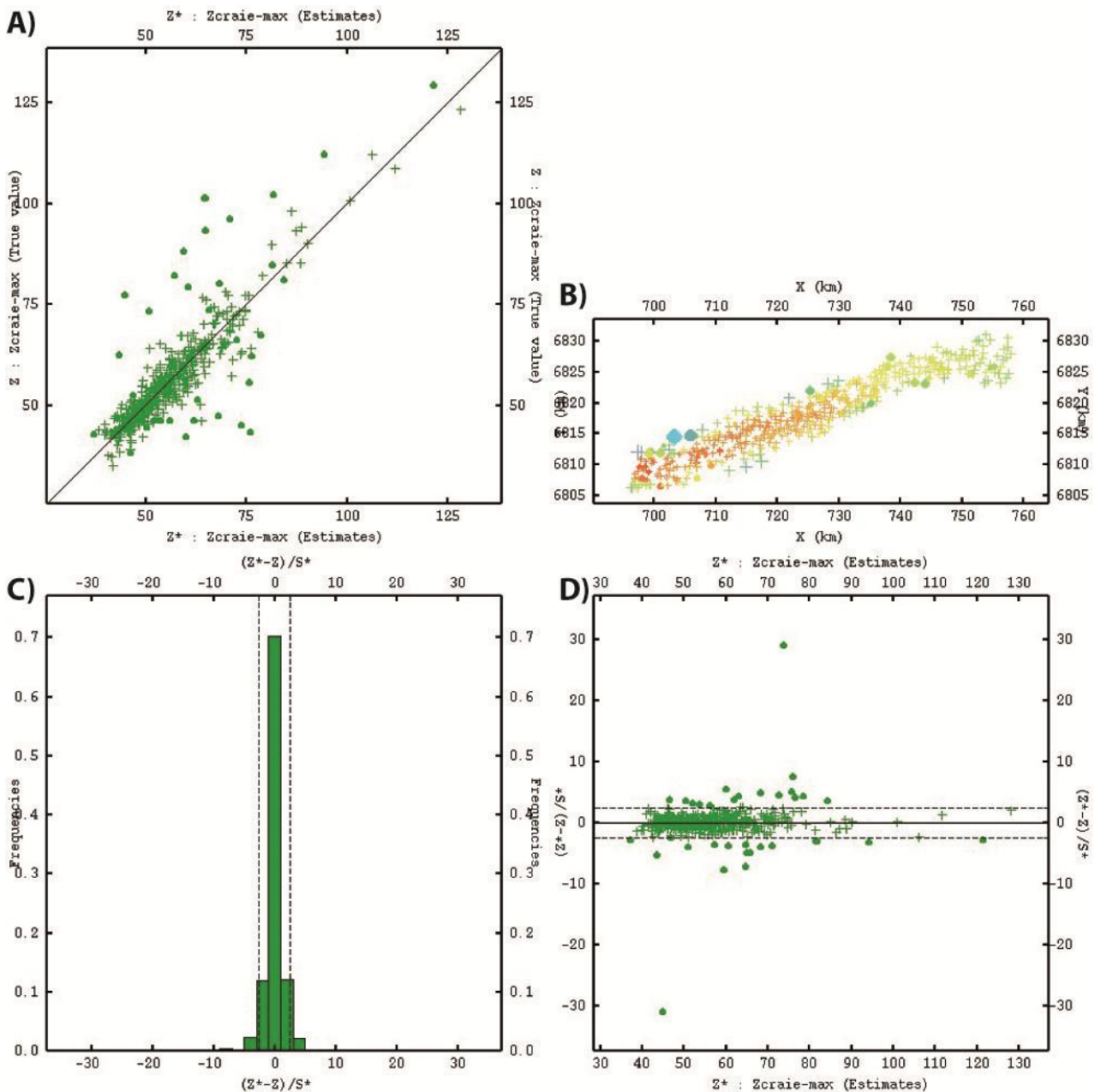
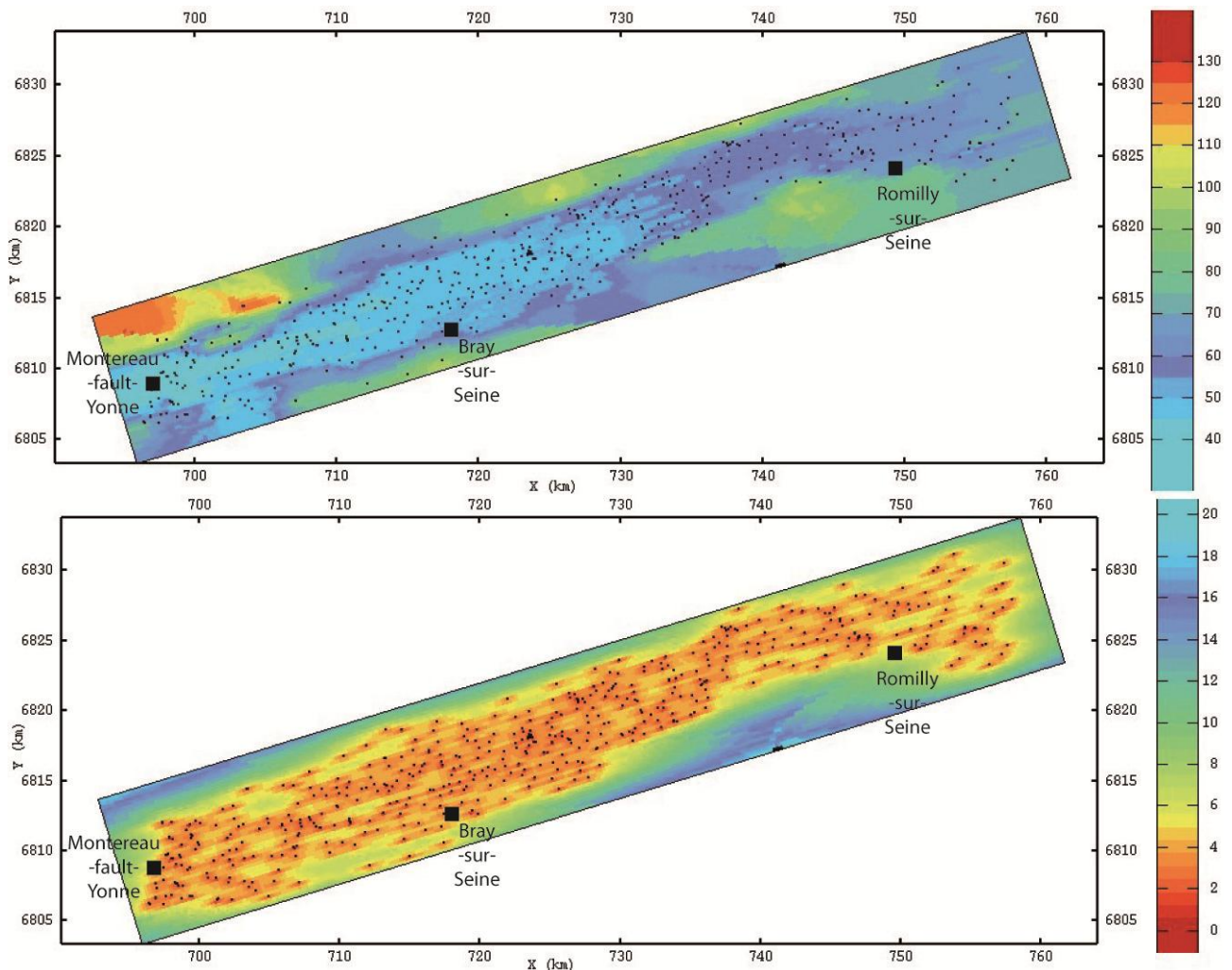


Figure III-23. Résultat de la validation croisée pour l'estimation du toit de la craie (Z_{craie_max}).
A) Corrélation des valeurs vraies en fonction des valeurs estimées (les points correspondent aux valeurs moins bien estimées en dehors de l'intervalle de confiance), B) Carte de localisation des valeurs vraies (altitude croissante du rouge au vert-bleu), C) Histogramme du rapport erreur d'estimation sur écart-type (les pointillés correspondent à la limite du ratio de 2,5). Les valeurs situées au-delà des pointillés correspondent aux valeurs identifiées par des points sur les autres diagrammes (A et B) ; D) Diagramme du rapport erreur d'estimation sur écart-type en fonction des valeurs estimées (les pointillés correspondent à la limite du ratio de 2,5), qui montre la non-corrélation entre les deux variables.

La validation croisée montre que les valeurs estimées par notre modèle sont, d'après l'histogramme du rapport erreur d'estimation sur écart-type, correctes à plus de 90 %. Seuls deux points sont très mal estimés (ratio autour de 30) ; ils sont situés à l'aval dans la partie nord du domaine. Ce résultat est cohérent avec le fait qu'ils se situent sur le plateau et ne sont donc pas des valeurs descriptives de la plaine alluviale. Cependant, ils donnent une limite du domaine d'estimation de la plaine alluviale.

Après validation du modèle choisi, nous avons effectué une estimation de la géométrie du toit du substratum par krigeage ordinaire (fonction aléatoire intrinsèque), avec un voisinage de forme elliptique de 15 km en N73° (axe de la vallée) et de 4 km en N163° (perpendiculaire à l'axe de la

vallée). L'estimation du toit du substrat dans la plaine alluviale est très satisfaisante, les écarts-types des erreurs d'estimation sont assez faibles, autour de 2 à 3 mètres grâce à la forte densité de points (Figure III-24). Les altitudes des plateaux sont moins bien estimées (absence de données). Cependant les bordures, zones de transition entre la plaine alluviale et les plateaux, sont relativement bien localisées.



*Figure III-24. Krigage de l'altitude du toit du substratum (en mètres NGF).
Haut : carte de l'estimation de l'altitude de l'interface craie/alluvions. Bas : carte des écarts-types des erreurs d'estimation (altitude et écarts-types en mètre). Les points (n=522) représentent les données ayant servi pour l'estimation.*

Pour améliorer l'estimation au-delà des bordures (zones où l'estimation de l'écart-type est supérieure à 8 m), plusieurs approches sont possibles, nous en présenterons une dans le sous-paragraphe suivant (cf. III.2.2.3).

III.2.2.3 Le modèle de l'interface craie/alluvions

L'estimation de l'interface craie-alluvions a été construite à partir de 522 points de sondage. Les zones les moins fiables (faible densité de données) se situent sur les épaulements de la plaine de la Bassée et ne feront pas l'objet d'une analyse détaillée.

Le modèle montre que l'altitude de l'interface varie entre 40 et 130 m d'altitude. Cette grande gamme de valeurs reflète la configuration géomorphologique de la plaine de la Bassée qui correspond au remplissage d'une vallée incisée dans le substrat crayeux (Figure III-24).

L'analyse géomorphologique de la surface de la plaine de la Bassée et de ses épaulements nous a permis d'attribuer à chaque sondage une position stratigraphique en relation avec une nappe alluviale.

Les attributions des sondages situés sur les épaulements sont reportées sur la carte d'estimation de l'altitude de l'interface (Figure III-25). Quatre configurations sont ainsi identifiées :

- en blanc, les sondages (n=52) pour lesquels les dépôts de surface (limons de plateau, colluvions) sont directement au contact avec le substrat (craie du Crétacé ou formations de l'Eocène) ;
- en couleur, les sondages (n=51) ayant traversé des dépôts de terrasses anciennes situées en contre-haut de la plaine alluviale et déconnectées des alluvions du fond de vallée :
 - en bleu, les sondages ayant traversé la terrasse T-III (n=8) ;
 - en violet, les sondages ayant traversé la terrasse T-II (n=24) ;
 - en rose, les sondages ayant traversé la terrasse T-I (n=19).

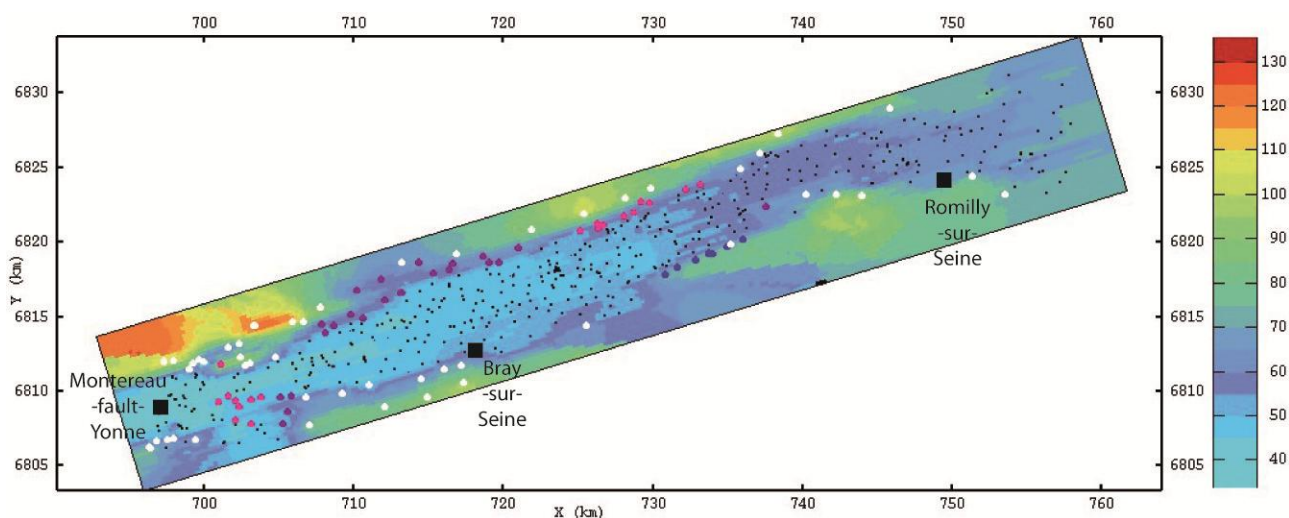


Figure III-25. Répartition des sondages des épaulements de la vallée.

Le fond de carte correspond à l'altitude estimée (en mètres NGF) du fond de vallée (interface craie/alluvions).

Ces sondages sont relativement bien distribués le long de la vallée, sauf dans la zone amont où ils sont nettement moins nombreux (à partir de X=745, Figure III-25). La richesse de ce jeu de données nous a permis de modéliser les épaulements sans avoir à rajouter de points de contrainte artificiels sur les bordures. Ceci évite l'introduction dans notre modèle de contraintes externes aux données de puits pour délimiter les bordures. Cela permet également de réaliser une estimation respectant au mieux les contraintes des données et de ne pas introduire de biais statistique.

L'estimation de l'interface craie-alluvions reproduit bien une morphologie avec une pente longitudinale moyenne de la vallée de l'ordre de 0,5‰ (au niveau du thalweg de l'estimation). Les flancs sont bien marqués à l'aval de Nogent-sur-Seine avec des dénivelés qui peuvent être évalués autour de 3-4 % dans les zones où l'information est assez dense. La vallée incisée modélisée présente une largeur relativement constante au niveau des épaulements sur toute sa longueur, à l'exception de la zone à l'amont de la confluence avec l'Yonne dans laquelle la largeur est diminuée par deux, probablement en raison de la présence des formations tertiaires plus résistantes à l'érosion sur la rive nord et la confluence avec l'Yonne qui tend à pousser l'écoulement vers le Nord.

Comme évoqué précédemment, l'estimation des altitudes au-delà des bordures est moins précise, et elle génère des reliefs relativement lisses (Figure III-26, A). Or ces reliefs sont connus grâce au MNT de la topographie actuelle, que nous avons importé dans Isatis ®. Il nous a donc été possible de remplacer l'estimation par le MNT lorsque l'altitude estimée se situe au-dessus de l'altitude actuelle donnée par le MNT. Cette nouvelle interface (Figure III-26, B) reste inchangée au sein de la plaine alluviale ainsi que sur les versants, mais présente une topographie des plateaux plus fine et permet de visualiser plus nettement les différents rus et cours d'eau provenant des plateaux. On observe d'amont vers l'aval :

- la confluence de l'Aube avec la Seine se trouve dans une zone où la vallée incisée est peu encaissée comme l'indiquent les quelques points de contrôle ;

- la zone de confluence de la Voulzie et l'Auxence est marquée par une légère dépression sur le flanc nord de la vallée. Le raccord avec la vallée incisée de la Seine montre une rupture de pente. Nous proposons d'interpréter celle-ci comme un ressaut d'érosion peu façonné par l'érosion régressive induite par la différence de niveau entre les vallées incisées des deux cours d'eau ;
- la zone de confluence du Viel Orvin et de l'Orvin se marque de façon assez similaire à celle de la Voulzie et de l'Auxence. La jonction avec la vallée incisée de la Seine est plus régulière, tout en montrant une pente plus forte que celle de la vallée incisée de la Seine ;
- la confluence avec l'Yonne se produit dans un secteur où les deux cours d'eau sont encaissés. La pente estimée de la vallée de l'Yonne est plus forte que celle de la vallée incisée de la Seine.

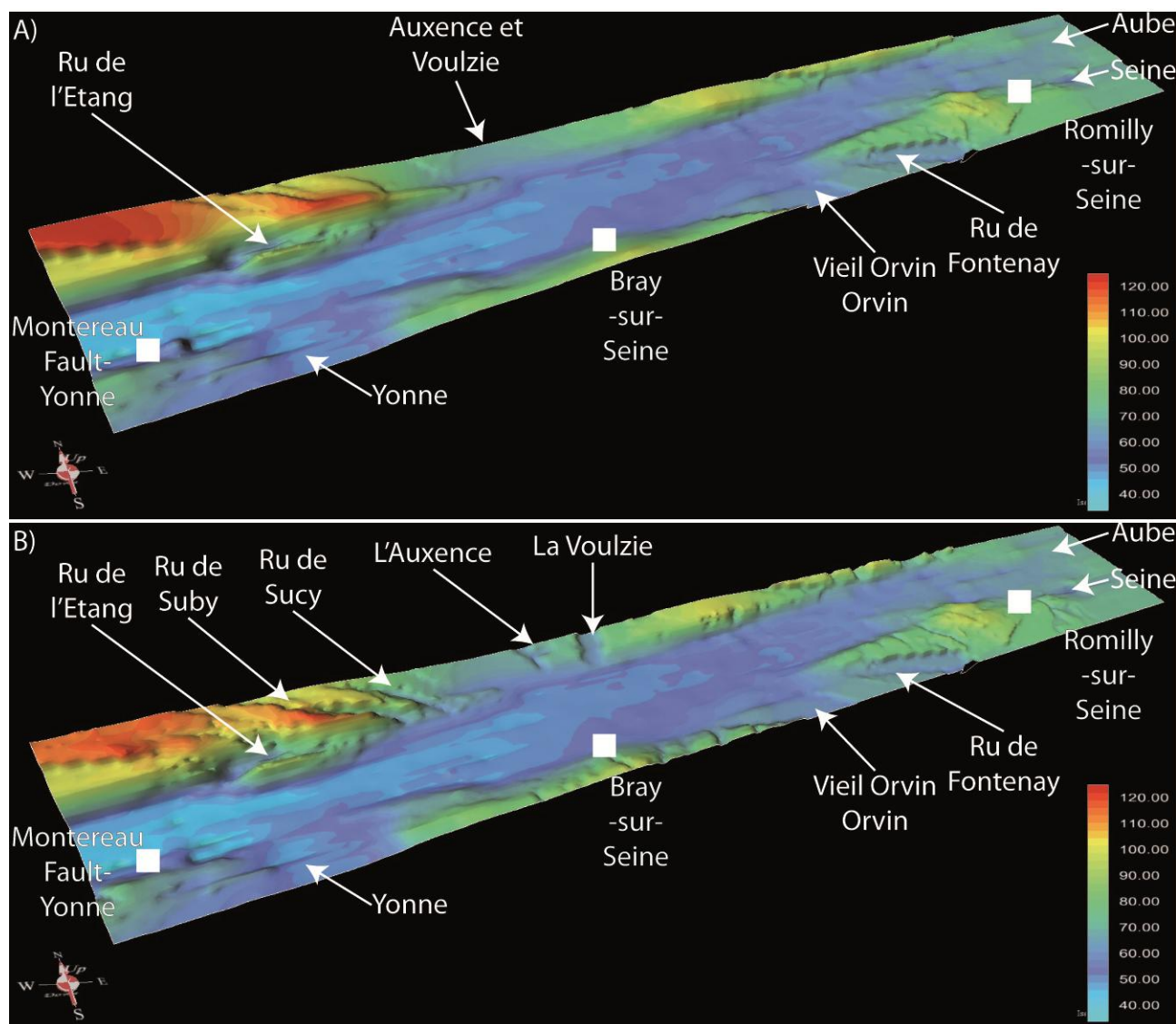


Figure III-26. Vue 3D des estimations d'altitude de l'interface craie/alluvions.

A) Vue 3D de l'estimation obtenue grâce aux sondages de l'interface, B) Vue 3D de l'estimation de l'interface après traitement avec le MNT. Les altitudes sont données en mètres NGF.

III.2.2.4 Estimation de la base du remplissage saalien (T1) et weichsélien (T2)

Le croisement des données de sondages avec les cartes géomorphologiques nous a permis d'identifier les nappes alluviales dans lesquelles les sondages ont été forés (Tableau I-3). D'après le modèle proposé par Mégnien et al. (1965), les nappes T1 et T2 sont étagées alors que T3a et T3b sont emboîtées dans les dépôts alluviaux appartenant à T1 ou T2 (Figure III-1).

En utilisant un protocole similaire à l'estimation de l'interface craie/alluvions, nous avons tenté d'estimer la géométrie de la base des remplissages saalien (base de T1) et weichsélien (base de T2), avant leur incision et le dépôt des nappes postérieures.

En d'autres termes, nous estimons la géométrie de l'interface craie/alluvions avant le dépôt de la nappe saalienne T1, et surtout avant la sur-incision du substratum à la dernière transition interglaciaire/glaciaire précédent le dépôt de la nappe weichsélienne T2. L'estimation de l'interface craie/T2 ne devrait pas être très différente de l'estimation craie/alluvions, sans la présence des épaulements et des lambeaux de la nappe saalienne T1 (largeur de vallée plus faible).

Les témoins de T1 et de T2 dans la plaine alluviale de la Bassée sont réduits à l'état de lambeaux, et seuls les forages traversant ces nappes sont utilisés pour les estimations. Il convient donc de noter que ces estimations présentent un degré d'incertitude relativement élevés, et que les résultats présentés en dehors de zones traversées par les sondages doivent être interprétés avec prudence.

La méthodologie suivie est la même que celle utilisée pour l'estimation de l'interface craie/alluvions. Les variogrammes exploratoires et les modèles variographiques (Figure III-27), les validations croisées, les histogrammes de fréquence et la répartition des sondages utilisés sont présentés sur la Figure III-28. Les variogrammes expérimentaux ont conduit à l'adoption de modèles spécifiques à chacune des estimations. Les validations croisées sont meilleures pour les données de T2 qui sont plus nombreuses (n=113) que celles de T1 (n=55). Les histogrammes soulignent une adéquation/justesse de chaque modèle proche de 90 %.

Les modèles d'estimation retenus (Figure III-27) sont :

- interface craie/alluvions T1 : un modèle isotrope avec un effet de pépite de palier 1 m, une structure sphérique de portée de 10 km et de palier 12 m et un linéaire de pente de 0,7 ‰ ;
- interface craie/alluvions T2 : un modèle anisotrope avec un effet de pépite de 1 m et une structure linéaire de pente 0,8 ‰ suivant la direction N73° et de pente 1,8 ‰ suivant N163°.

Pour ces estimations, nous avons retenu un voisinage anisotrope de 12 km en N73° (axe de la vallée), 3 km en N163° (perpendiculaire à l'axe de la vallée) et un minimum de 5 points pour effectuer l'estimation, d'où la présence de zones noires qui correspondent aux zones non estimées. Le voisinage appliqué a été le même pour les estimations de la craie sous T1 et T2.

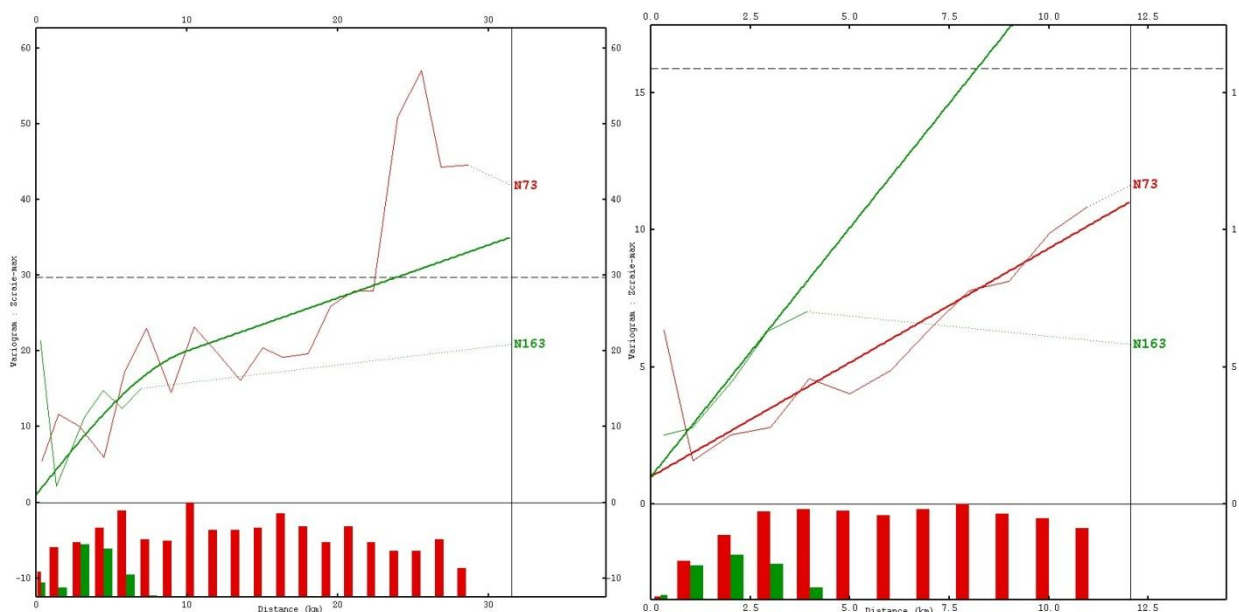


Figure III-27. Modèles variographiques retenus en fonction des variogrammes expérimentaux des données T1 (à gauche) et T2 (à droite).

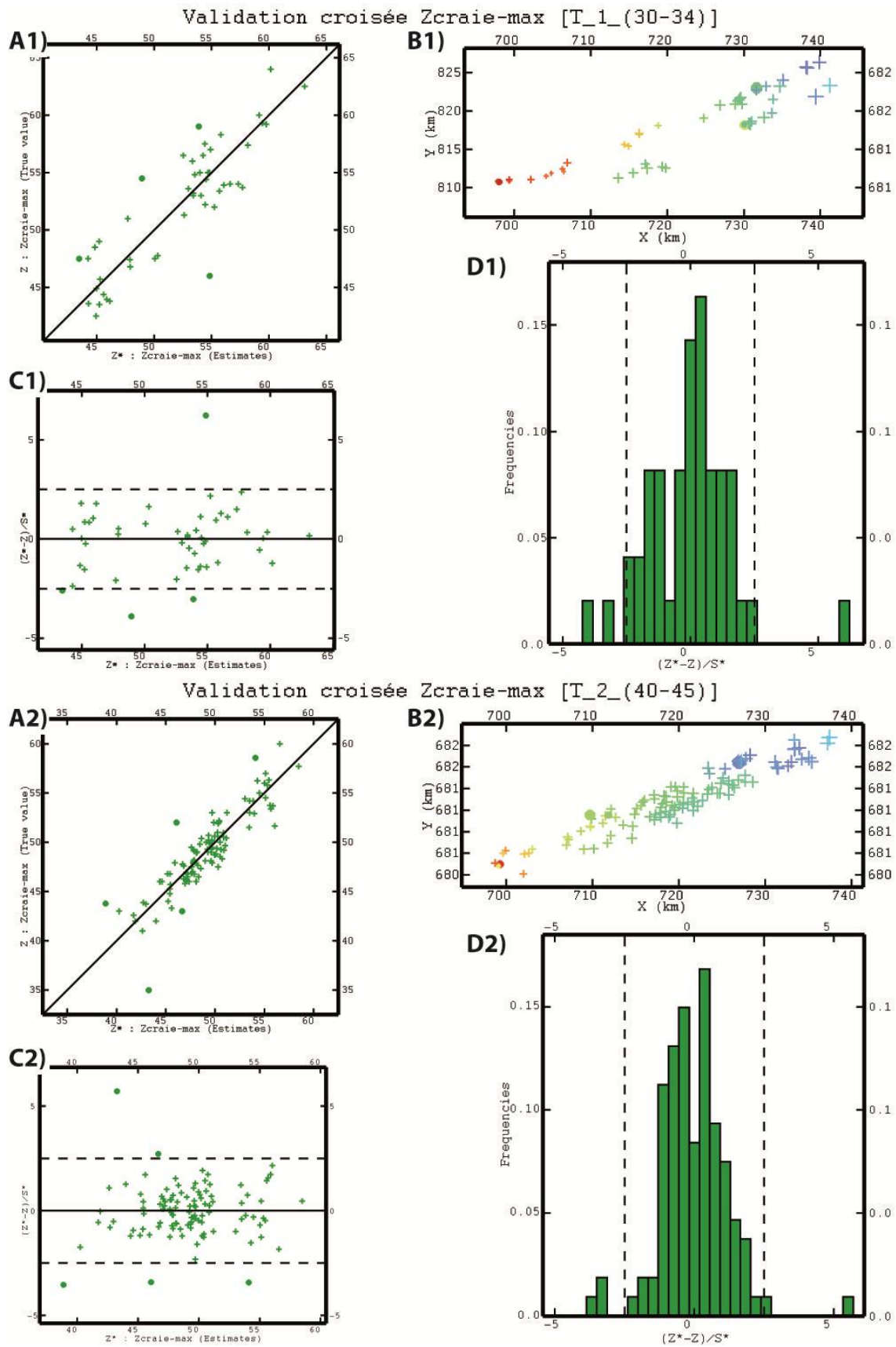


Figure III-28. Résultat des validations croisées de la profondeur de la craie (variable : Z_craie_max) sous les terrasses T1 (indice 1) et T2 (indice 2).

A) Corrélation des valeurs vraies en fonction des valeurs estimées, B) Carte de localisation des valeurs vraies (altitude croissante du rouge au vert-bleu), C) Histogramme du rapport erreur d'estimation sur écart-type, D) Diagramme du rapport erreur d'estimation sur écart-type en fonction des valeurs estimées.

L'estimation de l'interface craie/alluvions T1 repose essentiellement sur des points situés en bordure de la vallée incisée et sur quelques points situés au centre de celle-ci (montilles en T1) : la **pente longitudinale moyenne** de l'interface, bien documentée d'après la répartition des sondages, est de l'ordre de 0,4 ‰ (Figure III-29). Sur l'estimation, un **thalweg** se dessine dans la zone centrale (cadre blanc, Figure III-29, aval de Nogent-sur-Seine) alors que plus à l'aval la distribution des points ne permet pas de tracer ce thalweg. Ces estimations des paléo-thalwegs doivent être interprétées avec précaution du fait du faible nombre de sondages, et de l'inhomogénéité de leur distribution spatiale. La localisation, même partielle, du paléo-thalweg, nous donne cependant des informations sur les incisions précédant le dépôt des nappes alluviales T1. On note également la présence d'un épaulement sur la rive sud, déportant le thalweg vers le Nord. L'analyse des **zones de confluence** suggère une légère inflexion de la surface estimée au niveau de la confluence du Viel Orvin et de l'Orvin. Toutefois, ceci pourrait être un artefact du fait du faible nombre de points dans cette zone. Les zones de confluence avec la Voulzie et l'Auxence et avec l'Yonne ne sont pas assez documentées pour apparaître dans l'estimation.

D'après cette estimation, la pente de l'interface craie/T1 est tout à fait comparable à la valeur obtenue pour l'interface craie/alluvions.

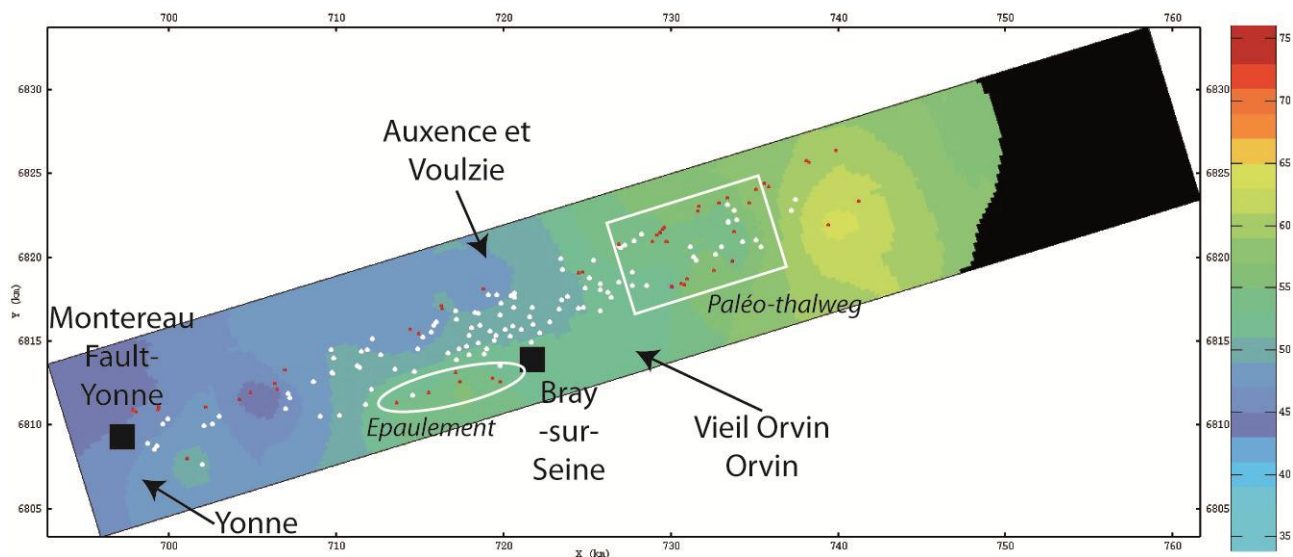


Figure III-29. Estimation de la géométrie de la craie/T1.

Points rouges : forages traversant la nappe T1, utilisés pour l'estimation de l'interface craie/T1, points blancs : forages traversants T2.

De la même manière que pour l'estimation globale de la craie, nous avons ajusté l'estimation de l'interface craie/T1 avec l'interface de la craie/alluvions (au préalable traité avec le MNT, Figure III-26, B) Ce traitement se traduit par le remplacement de l'estimation craie/T1 par l'estimation craie/alluvion, lorsque l'estimation craie/T1 se trouve au-dessous de l'estimation craie/alluvions (Figure III-30).

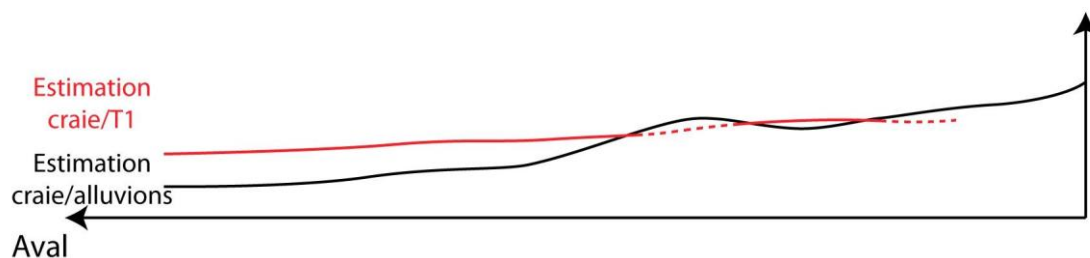


Figure III-30. Coupe schématique au sein de la plaine alluviale.

Les sections en pointillées rouges de l'estimation craie/T1 sont remplacées par l'estimation craie/alluvion trait noir.

Nous obtenons donc la figure suivante Figure III-31 sur laquelle de l'aval jusqu'à X=730 l'estimation craie/T1 se trouve nettement au dessus de celle de l'interface craie/alluvions. En amont de cette distance, les deux estimations sont relativement proches (Figure III-31).

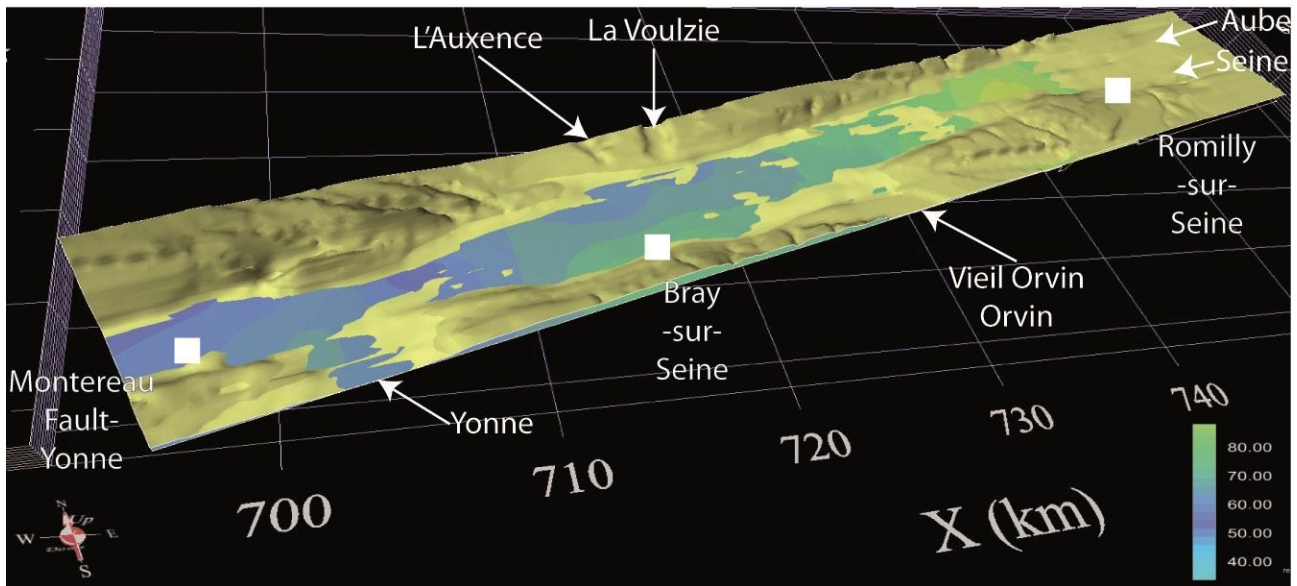


Figure III-31. Vue 3D de l'intersection entre l'estimation de la craie/T1 et de l'estimation craie/alluvions traitée. Estimations craie/alluvions traitée avec le MNT en bistre, estimation craie/T1 en couleur.

L'estimation de l'interface craie/T2 en surface s'appuie sur des données réparties sur une surface plus restreinte mais avec une distribution plus régulière (Figure III-32). La pente moyenne de la vallée est de l'ordre de 5 ‰, valeur tout à fait comparable à celle obtenue dans l'estimation craie/T1. Le thalweg est facilement identifié et montre une faible sinuosité. On retrouve au niveau des confluences de la Voulzie et de l'Auxence sur la rive nord et du Viel Orvin et de l'Orvin sur la rive sud de légers abaissements de la topographie.

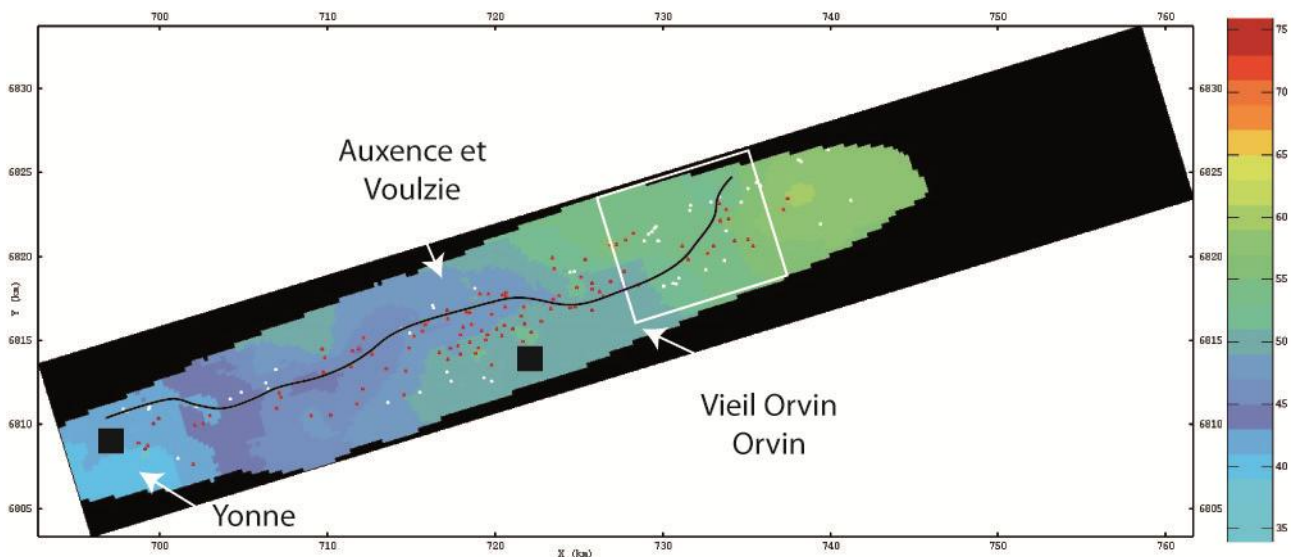


Figure III-32. Estimation de la géométrie de la craie en fonction de T2. Trait noir : thalweg de l'estimation craie/ T2, points rouges : forages traversant la nappe T2, utilisés pour l'estimation de l'interface craie/T2, points blancs : forages traversants T1.

Les estimations craie/alluvions, craie/T1 et craie/T2 fournissent des pentes moyennes des vallées T1 et T2 comparables, de l'ordre de 4 à 5 ‰. Nous avons appliqué pour l'estimation de l'interface craie/T2 le même procédé que pour l'estimation craie/T1 en remplaçant l'estimation craie/T2 par le MNT lorsque l'estimation est supérieure au MNT et par l'estimation craie/T1 lorsqu'elle est supérieure à T1.

Nous obtenons la figure suivante (Figure III-33). Les surfaces, estimation craie/T2 (surface bleue) et craie/alluvions (surface jaune), sont quasiment confondues. Ce résultat est en accord avec le modèle d'étagement des terrasses proposé par Mégnier et al. (1965) (Figure III-1), qui suggère que l'incision précédant la mise en place de la nappe T2 soit la plus basse, et donc égale aux points bas de la vallée là où le cours de la Seine à incisé au maximum.

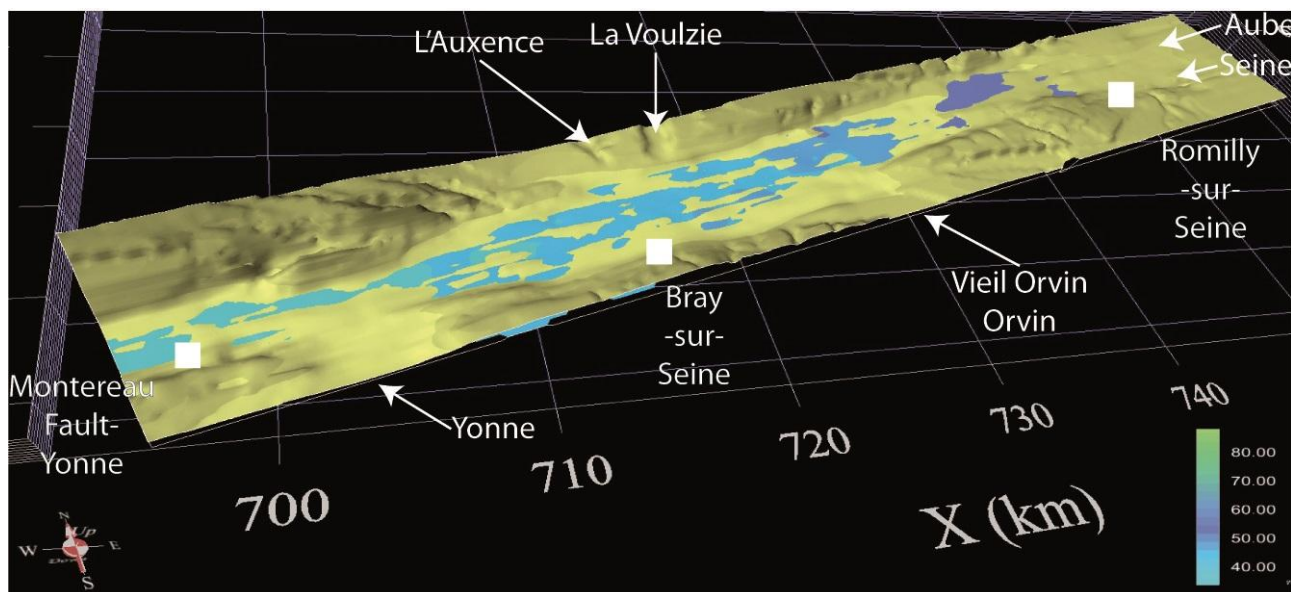


Figure III-33. Vue 3D de l'intersection entre l'estimation de la craie/T2 et de l'estimation craie/alluvions traitée.

Les altitudes estimées montrent que la base de l'interface craie/T2 est nettement plus basse que celle de l'interface craie/T1 à l'aval de X=730 alors qu'en amont les estimations (craie/alluvions, craie/T1 et craie/T2) sont relativement proches. Les contrastes d'altitudes entre l'amont et l'aval font l'objet du paragraphe suivant.

III.3 Une morphologie de vallée incisée complexe : héritage de deux cycles glaciaires/interglaciaires

L'analyse stratigraphique présentée dans le Chapitre I, ainsi que l'analyse géomorphologique illustrée dans ce chapitre, ont montré que le remplissage alluvial de la plaine de la Bassée s'est effectué au cours des deux derniers cycles glaciaires/interglaciaires. Une première incision a eu lieu au début du Saalien 3, suivie de l'accumulation de sédiments grossiers constituant la nappe alluviale T1. Celle-ci est incisée lors de la transition interglaciaire/glaciaire suivante (Eémien/Weichsélien) puis comblée par le remplissage des sédiments grossiers charriés par le cours de la Seine au cours du Weichsélien, constituant aujourd'hui la nappe alluviale T2.

Dans cette partie, nous analysons les impacts de ces deux incisions sur les relations entre la morphologie de surface et celle de l'interface craie/alluvions et sur le remplissage alluvionnaire. L'analyse repose sur des coupes transversales réparties de long de la plaine de la Bassée, sur l'étude du profil longitudinal du thalweg de la vallée incisée, ainsi que sur la distribution des épaisseurs des alluvions.

III.3.1 Restitution de la géométrie de la plaine alluviale à la fin du Weichsélien (T2)

Les lambeaux des nappes alluviales T1 et T2 aujourd'hui préservés en surface du remplissage alluvial de la plaine de la Bassée constituent des témoins des deux périodes les plus anciennes d'alluvionnement qui n'ont pas été complètement érodés par les périodes d'incision ou de migration du cours de la Seine postérieures à leur dépôt (T2 et T3a pour les témoins de T1, et T3a pour ceux de T2).

L'emboîtement des nappes T3a et T3b dans les alluvions grossières des nappes T1 ou T2 mis en évidence lors de l'étude géomorphologique de la plaine de la Bassée conduite par Mégnien et al. (1965) doit avoir préservé la morphologie de l'interface craie/alluvions de la base de T2 ou de T1 sous les dépôts T3a, T3b.

Le grand nombre de sondages dans la partie aval de la Bassée (Nogent-sur-Seine) nous a permis d'obtenir une estimation fine de la géométrie de la vallée incisée qui est utilisée pour réaliser des coupes transversales dans les zones où T3a et T3b sont bien exprimés en surface, afin de voir s'il est possible de différencier dans leur substrat les incisions précédant la mise en place de T1 ou T2 dont les différences d'altitude sont de l'ordre de quelques mètres.

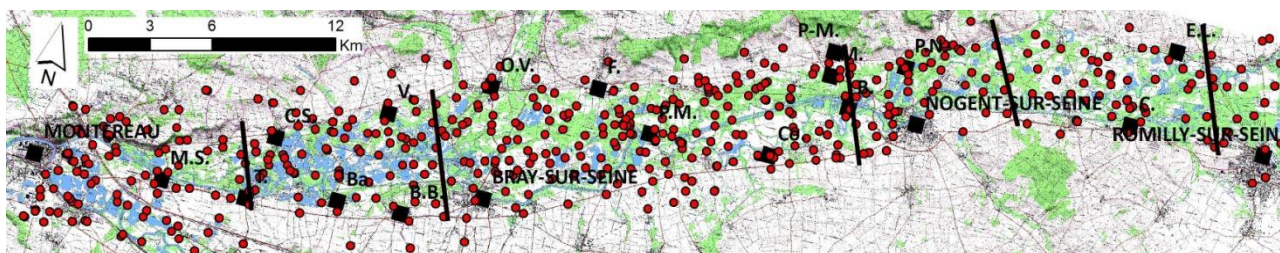


Figure III-34. Localisation des sections dans la plaine de la Bassée.
En rouge les points de sondage utilisés pour estimer les différentes interfaces craie/alluvions.

Sur chaque coupe d'estimation de l'altitude de la vallée incisée (toit de la craie), nous avons indiqué les zones où des nappes T1 ou T2 sont préservées en surface (Figure III-12). Le contact sous les lambeaux de T1 et T2 montre le plus souvent une surface assez plane, avec des altitudes différenciées (contact craie/T2 environ 2 m plus bas que celui craie/T1). Ce résultat est important car il indique que malgré les incertitudes liées à l'estimation, la forte densité des sondages et leur bonne répartition fournit une estimation dont les détails sont significatifs.

Les trois coupes transversales les plus en aval, présentées dans la Figure III-35, sont réparties le long de la plaine de la Bassée entre La Tombe et Nogent-sur-Seine. Les sondages situés à proximité des coupes figurent sur la Figure III-34, et sont représentés par des points rouges sur la Figure III-35. L'identification des terrasses en surface est notée en rouge au-dessus de la coupe extraite de l'estimation, et l'attribution de l'interface craie/alluvions est notée en noir au-dessous (Figure III-35).

- la première coupe se situe dans la partie aval de la plaine alluviale (Figure III-35, A). En surface, nous trouvons de la bordure nord vers la bordure sud, un lambeau de TII, puis T1, T3a, T2 et T3a. La morphologie estimée du fond montre bien les replats respectifs de TII et T1. Sous T3a, nous trouvons deux replats, attribuables d'après leurs altitudes à T1 pour l'un et à T2 pour l'autre. L'attribution de la nappe suivante à T2 montre soit la complexité de la morphologie d'incision puisque l'altitude est proche de celle de T1 ou une erreur d'attribution de ce lambeau. Ensuite, en bordure sud de la vallée, les nappes T3a et T3b reposent sur T1 et très probablement sur T2 en bordure de vallée ;
- la seconde coupe réalisée plus à l'amont, au niveau de Mousseaux les Bray (Figure III-35, B) présente une configuration moins encaissée et recoupe une large étendue de T3a et T3b comportant des îlots de T2 en leur sein. L'incision attribuée à T2 est dans ce cas nettement plus profonde que celle attribuée à T1. L'analyse des altitudes de l'interface craie/alluvions sous T3a montre que le substratum au sud correspond à celui de T1 alors que dans la partie centrale de la plaine alluviale, il correspond à celui de T2 ;
- au centre de la plaine alluviale, à l'amont de La Motte Tilly (Figure III-35, C), la coupe nous montre une bonne correspondance entre les îlots des différentes terrasses identifiés en surface et les attributions en profondeur de l'estimation de la craie à un contact avec T1 ou T2. La base de T1 sur la bordure nord présente des artefacts du fait d'un nombre de données insuffisant. Le substratum sous T3a et T3b peut être attribué dans la partie sud soit à celui de T1 ou T2, et dans la partie nord à celui de T1.

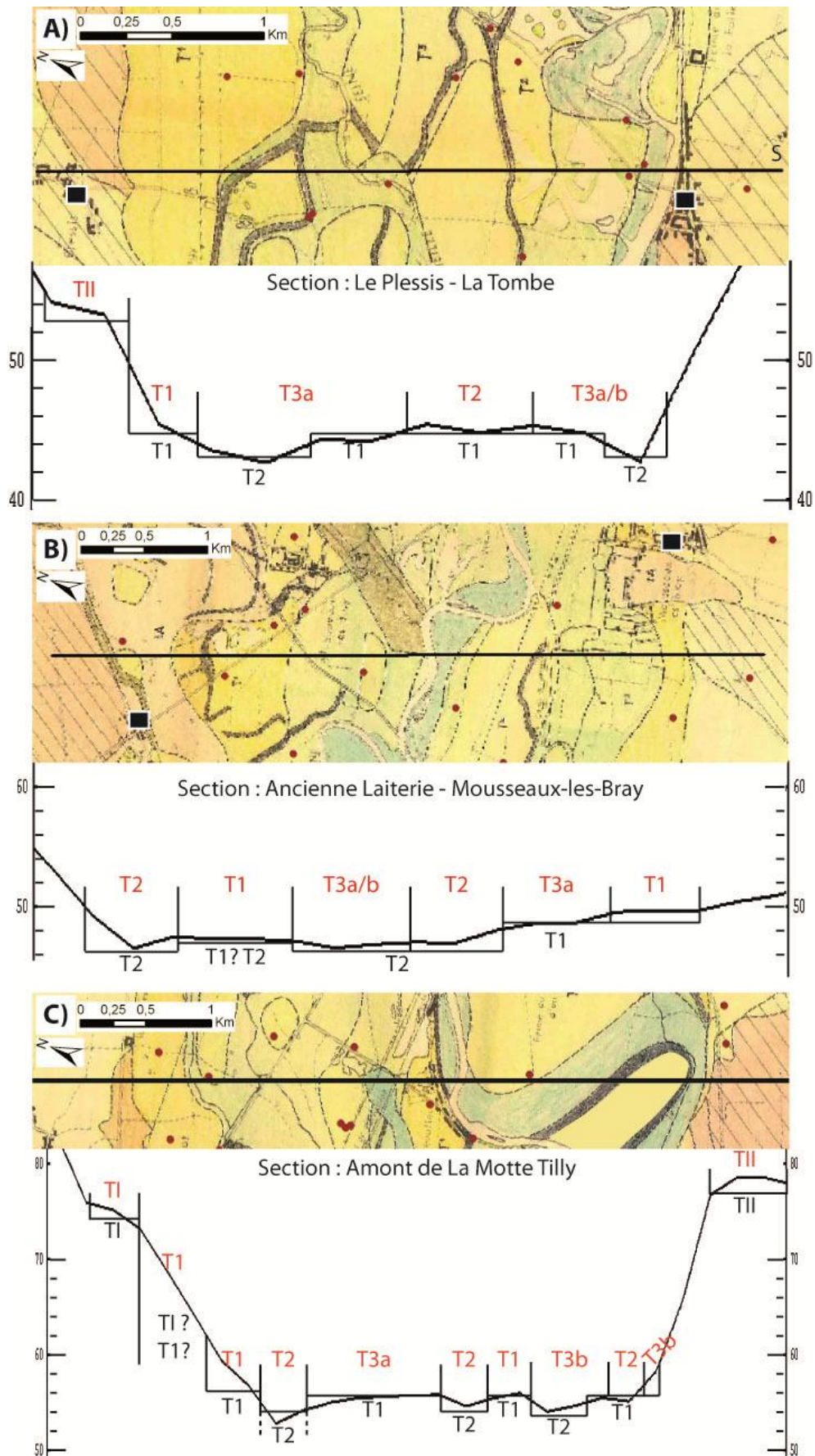


Figure III-35. Coupes à l'aval de Nogent-sur-Seine.
 Echelle verticale en mètres NGF. En rouge : nappe alluviale en surface, en noir : attribution du contact craie/alluvion à la base d'une nappe.

A l'amont de Nogent, les données géomorphologiques de surface sont tirées de la carte de synthèse que nous avons établie (Figure III-12). Nous présentons deux coupes transversales (Figure III-36) :

- le premier profil se situe au niveau de Marnay-sur-Seine (amont de Nogent-sur-Seine, Figure III-36, A). Il présente un premier épaulement au Sud correspondant à un lambeau de la terrasse TI_{1977} . Dans la vallée, les bases de T1 et T2 ne se distinguent que par des différences d'altitude de l'ordre de 1 m. Ceci peut être dû à un lissage du fait du nombre plus restreint de points de contrôle ou à un étagement plus faible des deux terrasses à l'amont de Nogent-sur-Seine. L'attribution en profondeur de l'incision du substrat semble en accord avec la réattribution des nappes alluviales en surface que nous avons détaillées dans le sous-chapitre III.1.1.3. Sous la nappe T3a, au centre de la vallée, nous retrouvons l'incision T2. Cependant, sur la bordure sud, les nappes T3a et T3b (bande active de la Seine Holocène) reposeraient sur la nappe T1 et la bande active de la Seine (T3b) semblerait l'éroder ;

- la coupe la plus à l'amont se trouve au niveau de Conflans-sur-Seine (Figure III-36, B). La morphologie de la plaine alluviale est encore moins encaissée. Elle présente au Sud un épaulement de T1 dont l'altitude est supérieure à celle de la nappe T1 décrite sur la coupe précédente mais qui pourrait appartenir à la nappe TI. Par contre l'épaulement situé au Nord se trouve à une altitude encore plus élevée et serait à attribuer très probablement à TII (qui est regroupé avec T1 dans la dénomination TI_{1977}). L'attribution de l'incision du substrat sous T3a sur cette coupe reste très difficile du fait de son emplacement. Elle se situe en effet à la limite de la zone estimée et se trouve, sur la carte géomorphologique, dans une zone où le croisement des informations (entre la carte de crue et la carte d'état-major) n'a pas permis d'affiner la réattribution des nappes en surface.

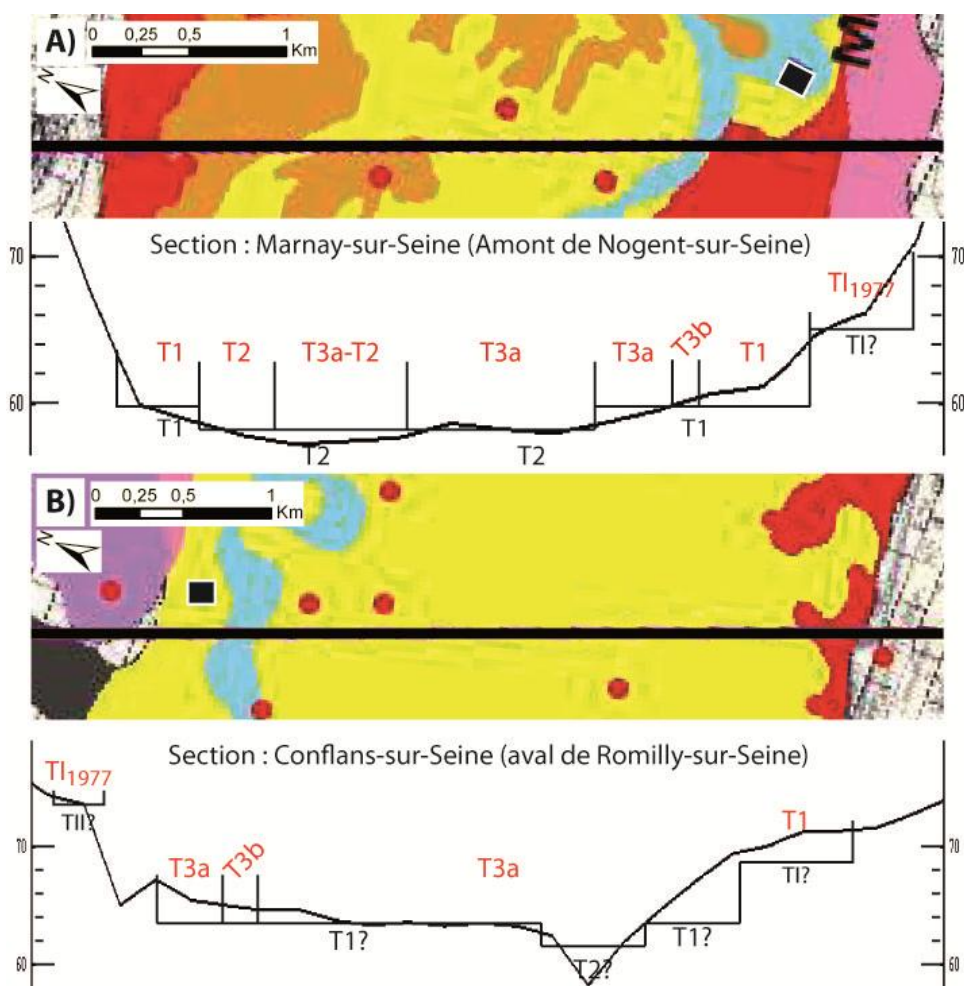


Figure III-36. Coupes transversales à l'amont de Nogent-sur-Seine.

Echelle verticale en mètres NGF. En rouge : nappe alluviale en surface, en noir : attribution du contact craie/alluvion à la base d'une nappe.

III.3.1.1 Conclusions

Ces coupes transversales nous montrent, d'une part, que l'estimation de l'interface craie/alluvions reproduit bien le détail des morphologies respectives des bases des nappes T1 et T2, et d'autre part que les mises en place des nappes T3a et T3b se sont faites par érosion non seulement de la nappe T2 mais également de T1.

L'ensemble des attributions proposées est très satisfaisante. Il ne faut cependant pas oublier qu'à l'estimation est associée une incertitude. La carte d'estimation ne donne pas l'altitude exacte de l'interface craie/alluvions, mais la densité de puits et leur répartition montre que l'estimation reste valable même dans les détails.

La bonne correspondance entre les altitudes des nappes et celles de leur substrat souligne également la grande qualité du travail de terrain, même si quelques attributions seraient à revoir.

A partir de la cartographie des contacts craie/T1 et craie/T2 sous T3a et T3b, nous pouvons estimer qu'à la fin des dépôts de T2, la surface occupée par les restes de la nappe T1 représentait entre la moitié et les deux tiers de la surface de la plaine de la Bassée, alors qu'aujourd'hui ces dépôts en représentent moins de 10 %. De même, les dépôts occupés par T2 qui occupaient la surface complémentaire de la plaine (entre un tiers et la moitié) n'en occupent aujourd'hui qu'un quart en moyenne.

La faible dénivellation qui existe entre la surface de la vallée active de T3a et T3b par rapport à T1 et T2 (au maximum 4 m) a largement facilité l'arasement en surface des topographies des nappes T1 et T2. Par contre, l'incision des chenaux de la Seine au cours de T3a et T3b n'a pas été suffisante pour atteindre le substratum craie/alluvions, préservant ainsi la morphologie de la vallée incisée de la dernière incision majeure, morphologie qui est composée en partie par l'incision précédant la mise en place de T1 et en partie par celle de T2.

III.3.2 Profil longitudinal du paléothalweg

L'analyse des pentes moyennes des thalwegs des trois estimations réalisées précédemment (interface craie/alluvions, craie/T1 et craie/T2) donne des valeurs très similaires autour de 0,5 ‰. La pente de la bande active de la Seine actuelle extraite du MNT (maille 25 m, précision altimétrique métrique) est plus faible (0,3 ‰), mais du même ordre. Le profil du paléothalweg extrait de l'estimation de l'interface craie/alluvions et celui de la topographie actuelle sont présentés dans la Figure III-37 selon une abscisse curviligne, dont l'origine commune se situe à l'aval de la confluence avec l'Yonne.

Le profil du paléothalweg de la vallée incisée correspondant à l'interface craie/alluvions montre une rupture de pente bien marquée entre 35 et 37 km, autour du point 5 (Figure III-37). De part et d'autre de cette zone, la pente de la vallée est la même, soit entre 2 et 3 ‰, et très proche de celle de la pente de la bande active actuelle. L'amplitude du ressaut est estimée à environ 5 m (double flèche, Figure III-37).

La position du tracé du thalweg montre que celui-ci se trouve essentiellement sur la nappe T2, et notamment dans la zone de la rupture de pente. Ces observations, associées à la forte densité de sondages implantés sur T2 dans la zone, et celle nettement plus faible de sondages T1 essentiellement situés sur les bordures de la vallée, nous conduisent à attribuer la rupture de pente à l'incision qui a précédé la mise en place de T2 (Figure III-1).

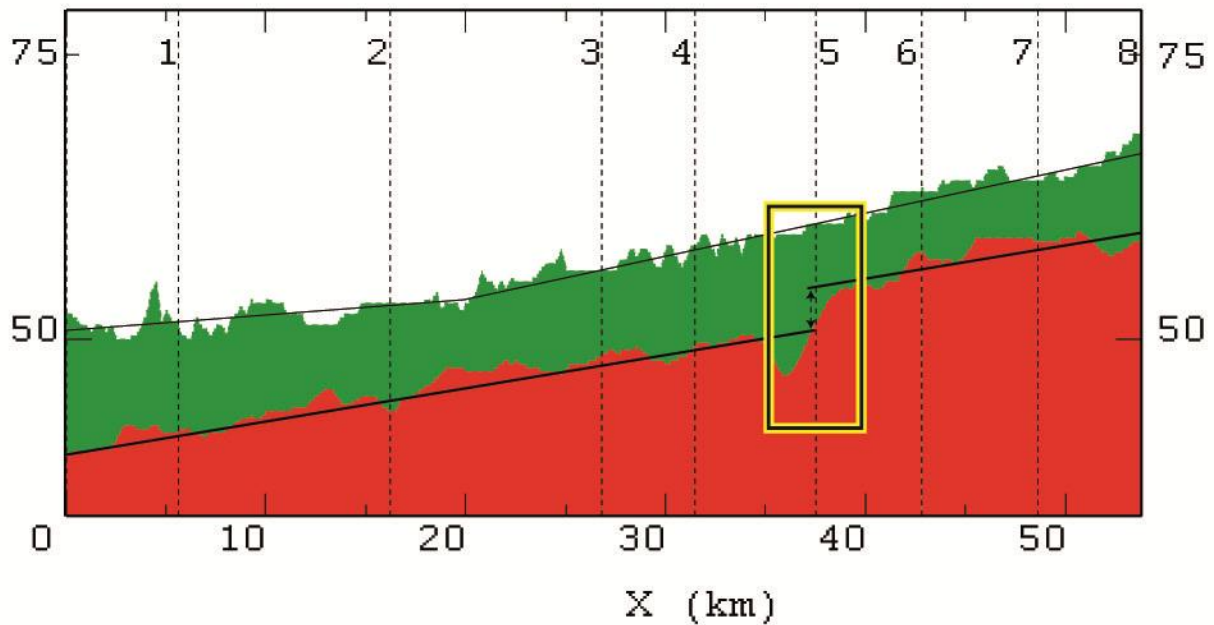
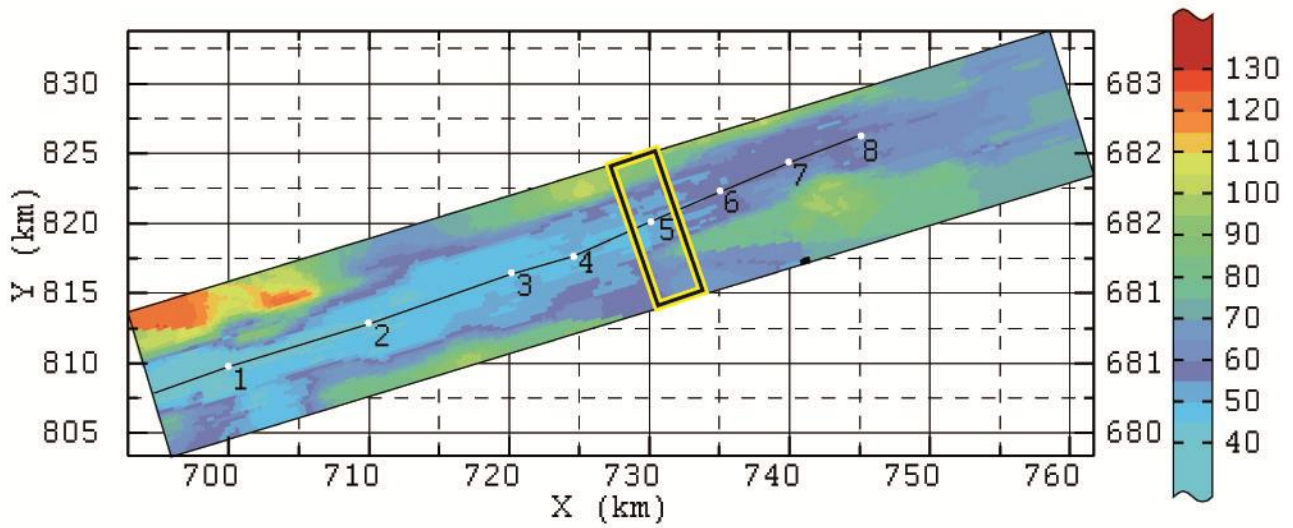
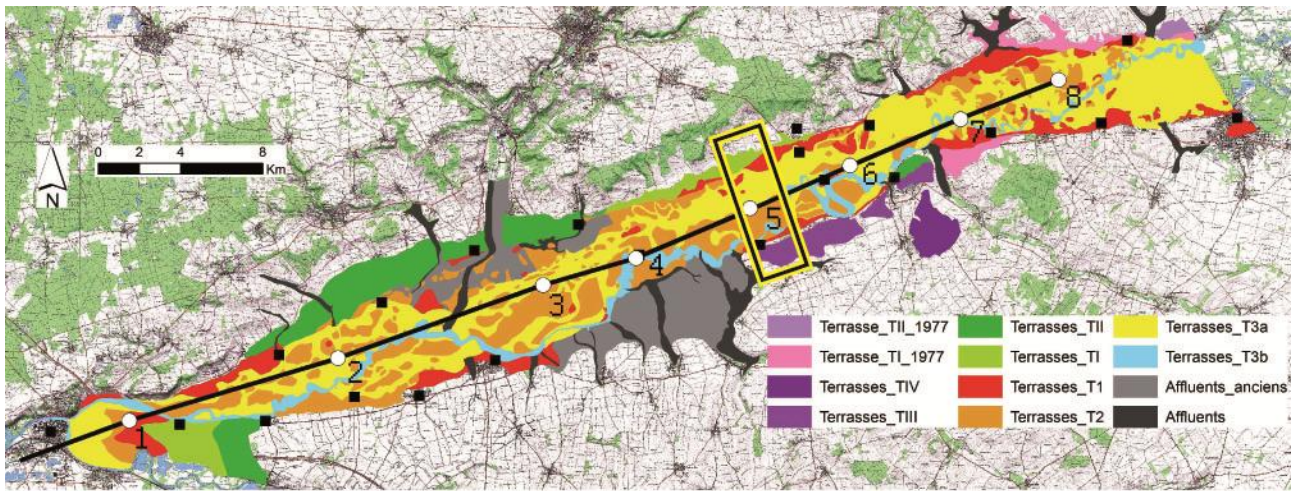


Figure III-37. Coupe de la vallée au niveau du paléothalweg de l'estimation craie/alluvions.
 A) Carte générale de la plaine alluviale, trait noir : emplacement de la coupe, B) estimation d'altitude de l'interface craie/alluvions, C) coupe de la vallée au niveau du paléo-thalweg de l'estimation craie/alluvions.
 Le cadre noir et jaune localise la rupture de pente.

III.3.2.1 Conclusions

Le profil du paléothalweg tiré de la carte d'estimation de l'interface craie/alluvions présente une pente comparable à celle de la vallée actuelle, valeur autour de 0,3 ‰ avec la présence à l'aval de Nogent-sur-Seine d'une rupture de pente de 5 m (pente de 5‰) qui se produit en quelques kilomètres.

III.3.3 Remplissage alluvionnaire de la vallée incisée

Une autre procédure pour analyser le profil en long de la vallée est d'estimer l'épaisseur des alluvions, en réalisant la différence entre la côte de début du sondage et la côte du toit du substrat. Cette estimation est le résultat d'un co-krigeage entre cette épaisseur et la côte de début du sondage (surface). La méthode est la même que celle décrite précédemment (annexe B). Nous avons calculé les variogrammes expérimentaux simple et croisé des deux variables, puis choisi le modèle variographique adéquat. Nous obtenons après co-estimation les résultats présentés sur la Figure III-38.

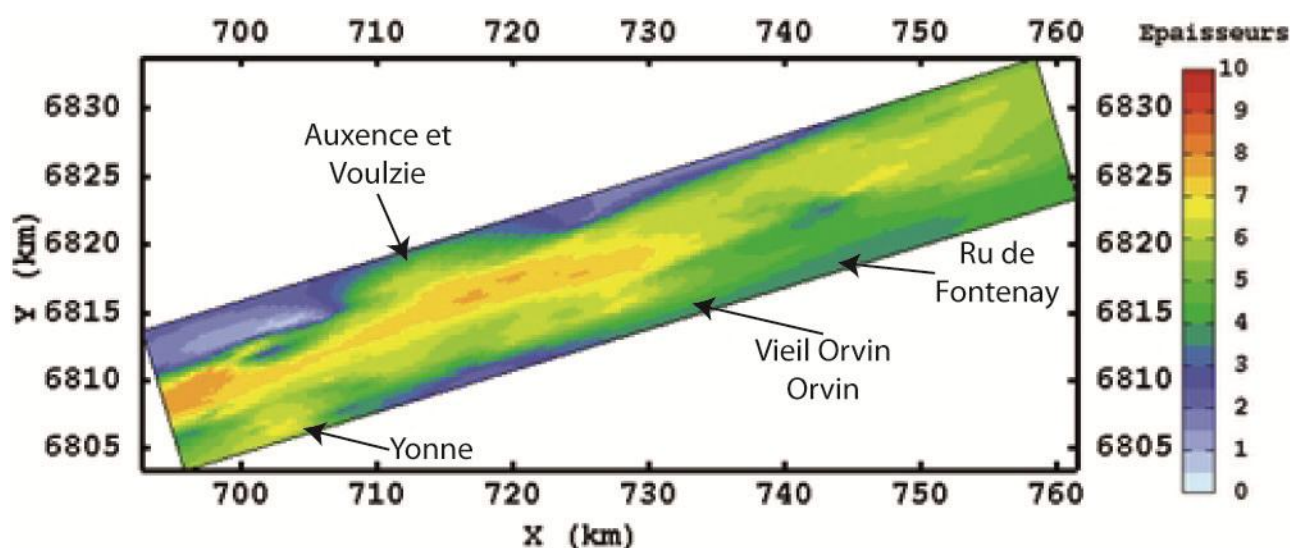


Figure III-38. Carte de la co-estimation de l'épaisseur (en mètres) des alluvions.

La carte obtenue reflète bien la morphologie de la vallée incisée, avec un maximum d'épaisseur dans la partie centrale de celle-ci et un amincissement très rapide vers ses flancs.

Suivant un profil longitudinal NE-SO, l'épaisseur des dépôts, qui se situe autour de 4 à 5 m en amont, augmente rapidement à l'aval du point X=730 km. Les épaisseurs dans la partie axiale de la vallée atteignent alors en moyenne 7 m dans la partie aval, pouvant dépasser localement les 8 m.

La diminution des épaisseurs sur le flanc nord de la vallée est très marquée en amont et en aval de la zone de confluence de la Voulzie et de l'Auxence, zone dans laquelle s'accumulent les sédiments en provenance de ces cours d'eau. Au Sud, le gradient est plus doux et traduit la présence de larges lambeaux de TI sur les épaulements. On retrouve là encore un gradient très faible au niveau des confluences avec l'Yonne, l'Orvin, le Vieil Orvin et le Ru de Fontenay, zone d'accumulation des apports des affluents.

À l'aval, les dépôts semblent plus conséquents dans la plaine de la Bassée que dans la vallée de l'Yonne, mais il faudrait compléter le nombre de points dans cette dernière pour pouvoir confirmer ou non cette tendance.

Les variations longitudinales observées sur cette co-estimation de l'épaisseur des alluvions de la plaine de la Bassée montrent deux domaines distincts, en amont et en aval de la rupture de pente que nous avons précédemment décrite.

Cette variation d'épaisseur est interprétée comme une régularisation de la topographie de la vallée active lors du dépôt des alluvions qui constitueront la nappe T2, avant d'être remodelée suite à la construction des nappes T3a et T3b.

III.3.4 Discussion

La présence d'une rupture de pente est bien identifiée à la base de la nappe alluviale T2. Les données ayant permis l'estimation de l'interface craie/T1 ne sont pas assez nombreuses pour obtenir un tracé du paléo-profil du thalweg associé à l'interface craie/T1 qui soit assez long et précis pour voir s'il présente une rupture de pente. Les analyses des coupes transversales montrent juste que l'étagement des bases des nappes T1 et T2 semble diminuer à l'amont de la zone du *knickpoint* pour passer de 2-3 m à l'aval à un mètre à l'amont. Ce contraste reste toutefois inférieur à l'amplitude du ressaut observé sur l'interface craie/alluvions (4-5 m) et pourrait laisser à penser à l'existence d'un ressaut plus faible au niveau de T1.

Dans ce qui suit, nous discutons des origines possibles de la **rupture de pente** (*knickpoint*) mise en évidence le long du profil longitudinal du paléo-thalweg de la Seine au niveau de l'interface craie/T2, soit la nappe alluviale du Weichsélien. La possibilité d'un artefact lié à l'estimation est écartée, étant donnée la forte densité de sondages dans cette zone. Une rupture de pente le long d'un cours d'eau peut correspondre soit à **un contrôle local**, imputable à un contraste lithologique et/ou tectonique, soit à **un contrôle régional ou global** par une érosion régressive en lien avec des forçages climatiques, eustatiques. Dans le premier cas, le *knickpoint* peut être considéré comme fixe puisqu'il est essentiellement contrôlé par la présence d'une hétérogénéité du substratum (couches plus difficiles à éroder à l'amont du knick-point par exemple) ; dans le second cas il est mobile, puisqu'il se déplace le long du cours d'eau en réponse à un abaissement relatif du niveau de base de son exutoire.

L'identification de traces de néotectonique dans le Bassin parisien pose toujours question. Le Bassin parisien, considéré comme un exemple type d'un bassin intracratonique (Brunet and Le Pichon, 1982) a été caractérisé par un régime de subsidence thermique au cours du Mésozoïque-Cénozoïque auquel se substitue à partir du Quaternaire un régime de surrection dont le taux est estimé autour de 50-60m/Ma (Antoine, Lautridou, et al., 2000). Dans la région entourant la plaine de la Bassée, les réseaux de failles classiquement mentionnés sont la faille de Vittel d'orientation essentiellement E-O pour et le réseau de failles de Saint Martin de Bossenay, d'orientation N-S qui se poursuit au nord jusqu'à la Marne. L'ensemble de ces réseaux de failles dont il n'existe pas de cartographie détaillée en surface traverse la vallée de la Seine une quinzaine de kilomètres en amont de la zone de la rupture de pente (Figure III-39).

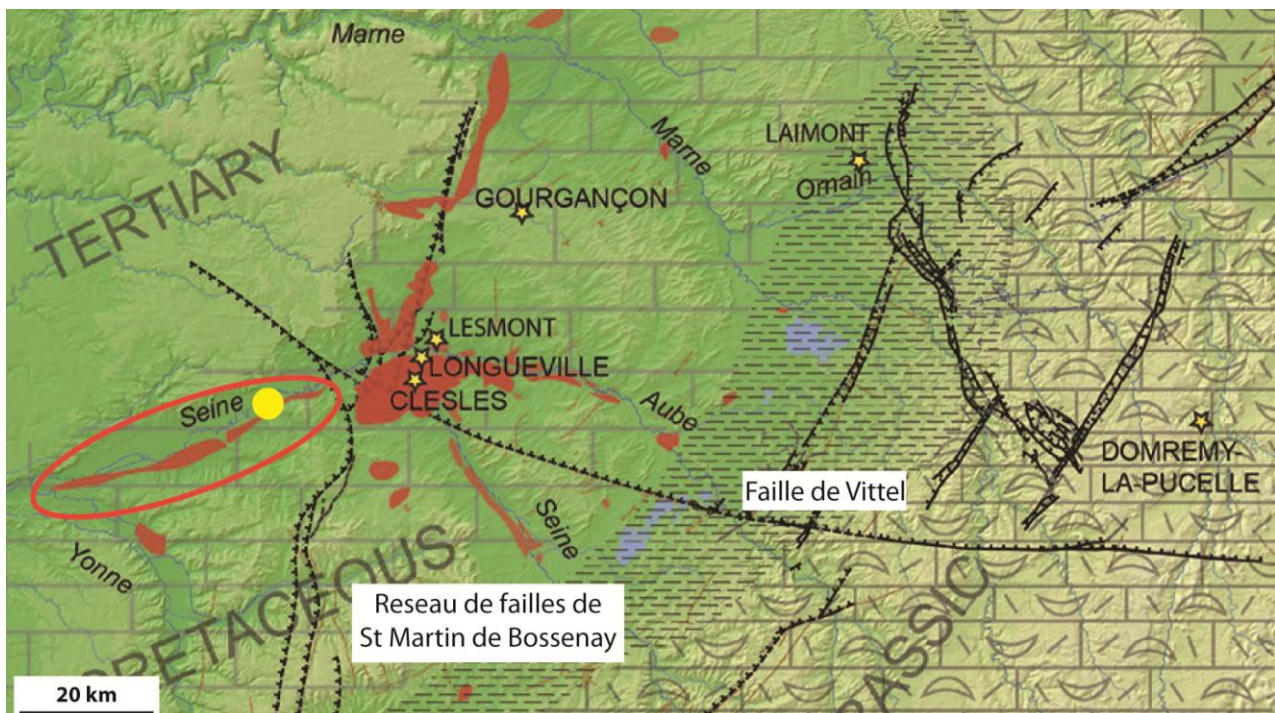


Figure III-39. Localisation des structures circulaires périglaciaires détectées par photographie aérienne d'après Van Vliet-Lanoë et al. (2016).
Le point jaune indique la position de la rupture de pente identifiée par le krigeage.

De nombreuses traces de déformations ont été et sont toujours observables dans les carrières de granulats le long de la Seine et dans l'interfluve entre la Seine et la Marne, cependant leur interprétation pose question. Les récents travaux de Van Vliet-Lanoë (2016) sur ces déformations affectant les dépôts d'âge pléistocène les attribuent à des phénomènes périglaciaires d'effondrement de structures en dômes liés à la fonte de masses de glaces souterraines (thermokarst) (Van Vliet-Lanoë et al., 2016). Cette interprétation s'appuie sur le motif spécifique des déformations : des failles normales et inverses présentant un décalage croissant vers la surface, et soulignant des structures circulaires à allongées observables sur les terrasses alluviales (Fyb) Cette interprétation est soutenue par les enregistrements ainsi que les données historiques (données IRSN) qui témoignent de la très faible activité sismique actuelle et depuis 1 000 ans dans le centre-est du Bassin parisien. Il semble très probable que de nombreuses observations faites dans cette zone affectée par le paléo-permafrost puissent être reliées non à de la néotectonique mais à une empreinte des cycles glaciaires (ici MIS 6) avec le développement de masses de glace suivi d'une activité de thermokarst conduisant à ces effondrements.

Dans ce qui suit, nous avons centré notre analyse sur les forçages climato/eustatique, considérant que sur cette courte période de temps et d'après les résultats de Van Vliet-Lanoë que l'impact de la néotectonique n'était pas prouvé et que s'il existe, il pouvait être négligé.

Dans le secteur de la Bassée, **le substratum est constitué de craie** d'âge Crétacé supérieur (Campanien, c5-c6), formation de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur dont le pendage est très faible (< 1 %). La craie est connue pour son homogénéité, matériau fin et compact composé à plus de 95 % de carbonate de calcium, au sein duquel on trouve des niveaux à silex plus ou moins continus ainsi que des silex dispersés (Lacot and Barthélemy, 1965; Lacot, 1967). Sous les alluvions, on trouve la craie altérée (sur une épaisseur d'environ 13-15 m) à laquelle succède une craie fragmentée, avant d'atteindre vers 15-20 m de profondeur la craie rocheuse saine (Sigismond et al., 1983). Les différentes valeurs obtenues au cours des essais géotechniques (résistance à la compression) sont nettement plus fortes pour la craie rocheuse (en moyenne 27 MPa) que pour la craie altérée (entre 1,5 à 5 MPa). Elles restent cependant très faibles comparées aux valeurs classiques d'autres roches, comme par exemple les calcaires (50-60 Mpa) (Keller, 2000).

La cartographie des premiers mètres de craie sous les alluvions montre une alternance de régions à craie compacte et à craie plastique selon des bandes orientées NE/SW bien exprimées dans la zone aval entre Noyen et Monterault-Fault-Yonne (Mégnyen et al., 1965) (Figure III-40). A l'amont, seuls un îlot de craie compacte subsiste (Melz).

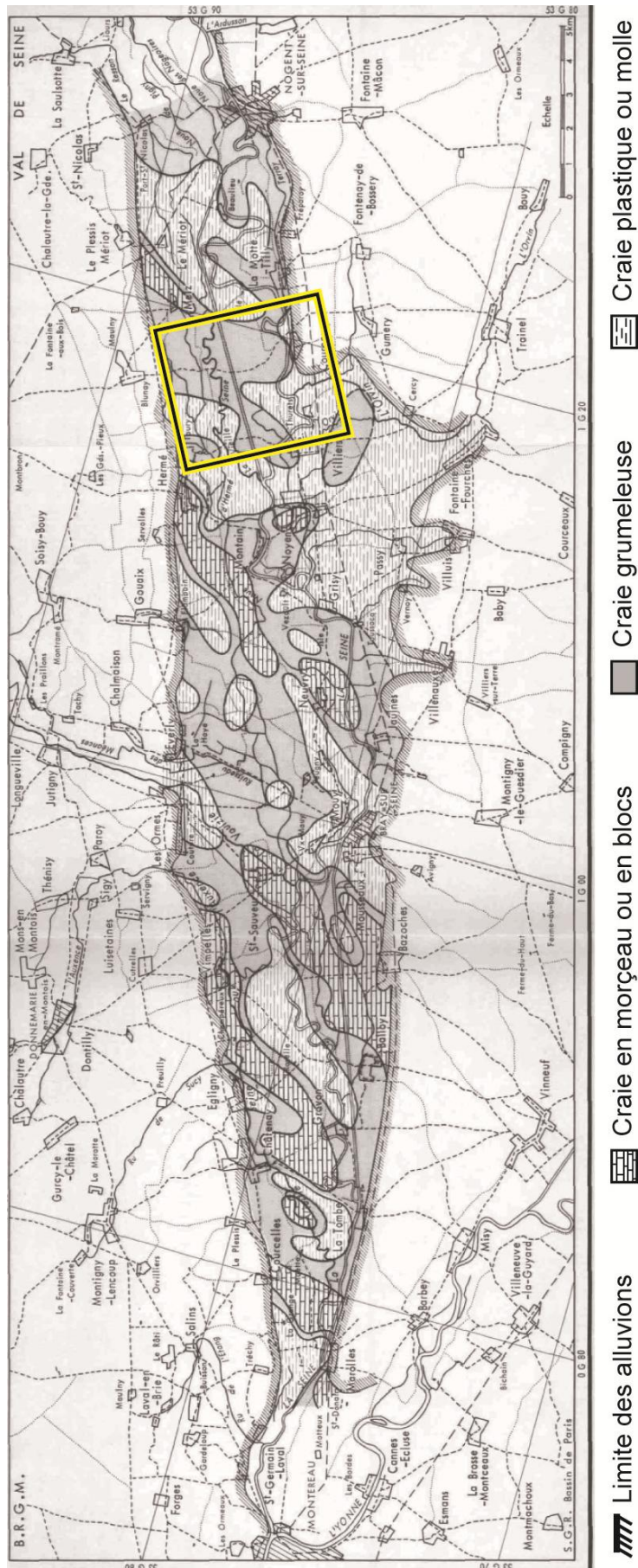


Figure III-40. Faciès de la craie sous alluviale (Mégny et al., 1965).
Le cadre noir et jaune localise la rupture de pente.

La forte homogénéité de la composition de la craie dans la zone de rupture de pente, essentiellement composée de la craie grumeleuse entourée de craie plâtrique associée à la faible résistance mécanique des différents faciès d'altération de la craie composant le substratum de la Bassée, nous conduit à éliminer l'idée d'une rupture de pente liée à une hétérogénéité structurelle du substrat.

Dans l'hypothèse d'une rupture de pente mobile, la durée de l'érosion régressive dépend de la durée de l'évènement qui a initié son développement. La période d'érosion associée aux cycles glaciaires se situe en début de cycle au cours de la transition climatique lorsque l'on observe un déséquilibre entre les flux hydriques et sédimentaires. Il s'agit ici de la transition associée à la glaciation weichsélienne, qui débute autour de -80 Ma et se termine soit au début du Pléniglaciaire (entre -75 et -70 ka) soit plus tard pendant le Pléniglaciaire (entre -75 et -25 ka), (Figure III-41). La durée de la période d'érosion du substrat peut ainsi être évaluée entre 10 et 50 ka.

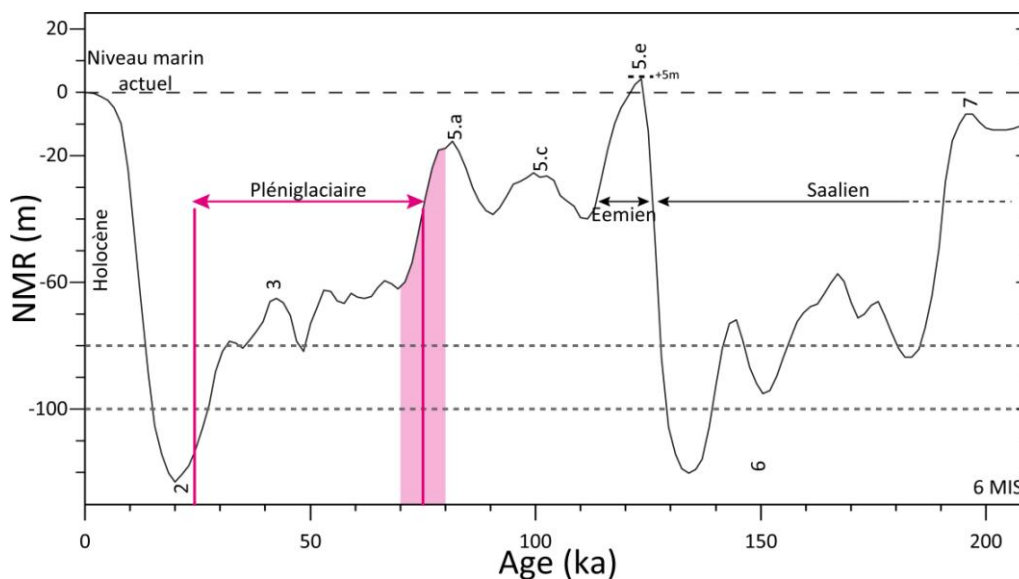


Figure III-41. Courbe de variation du Niveau Marin Relatif de l'actuel au Saalien terminal, modifiée d'après Waelbroeck et al. (2002).

En rose : période de transition avant le pléniglaciaire favorable à l'incision des cours d'eau, noter la diminution rapide du niveau marin relatif pendant cette période.

La recherche de la localisation d'une zone favorable à l'initiation d'une rupture de pente qui se propagerait vers l'amont s'appuie sur les valeurs moyennes d'érosion régressives proposées dans la synthèse de Loget and Van Den Driessche (2009) qui montre une corrélation forte entre la vitesse moyenne d'érosion régressive, la taille du bassin versant et la durée de la période d'érosion régressive (Figure III-42).

Dans le contexte de la transition climatique qui précède la glaciation weichsélienne, la durée de la période d'incision a été estimée entre 10 et 50 ka. L'aire drainée par le cours de la Seine varie entre l'actuelle (78 650 km²) et au maximum celle drainant les bassins versants des fleuves côtiers qui sont probablement devenus des affluents de la Seine au cours de l'émersion de la baie de Seine, puis de la Manche, le bassin versant passerait alors à 95 200 km², soit une augmentation d'environ 20 % (Tableau III-3).

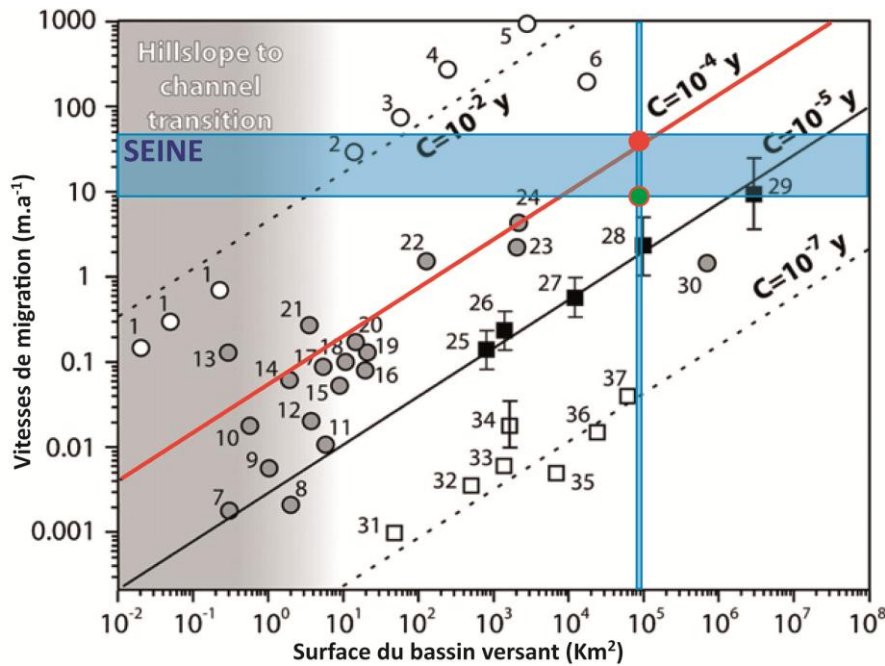


Figure III-42. Comparaison des vitesses moyennes de migration de la Seine avec celles d'autres cours d'eau par rapport à l'aire de drainage et la durée de l'incision d'après Loget and Van Den Driessche (2009). Les différents domaines distingués correspondent à des échelles de temps spécifiques (10^1 ans, cercles blancs, $10^2 - 10^4$ ans : cercles gris, $10^5 - 10^6$ ans : carrés noirs, $10^6 - 10^7$ ans : carrés blancs, en bleu données de la Seine : durée de l'évènement de l'ordre de 10 à 50 Ka).

Tableau III-3. Estimation du bassin versant du cours de la Seine au niveau de la fosse du Cotentin

Cours d'eau	Embouchure (actuelle)	Bassin versant (km ²)
Seine actuelle	Le Havre	78 650
Fleuves côtiers de Normandie		
Orne	Ouistreham	2 932
Risle	Estuaire de la Seine	2 300
Vire	Isigny-sur-Mer	1 969
Dives	Cabourg	1 573
Douve	Carentan	1 468
Touques	Deauville	1 278
Seulles	Courseulles-sur-Mer	420
La Saire	Reville	125
Estimation globale des surfaces drainées par les fleuves cotiers une fois le niveau marin abaissé		~4 500
Bassin versant total du cours aérien et sous-marin		95 215

Le report de ces trois paramètres sur le diagramme construit par Loget and Van Den Driessche (2009), (Figure III-42), donne une vitesse d'érosion régressive comprise entre 50 m.a⁻¹ et 10 m.a⁻¹, pour les durées minimum et maximum de l'érosion. Ces estimations, nous permettent de proposer que la zone d'une rupture de pente initiale qui se serait propagée vers l'amont à la faveur de l'érosion régressive, se situerait à environ 500 km en aval de la Bassée, soit en baie de Seine ou dans la Manche (Figure III-43).

Dans ces zones, la première rupture de morphologique possible se trouve entre des argiles et des calcaires du Jurassique (Benabdellouahed et al., 2014) à une bathymétrie actuelle d'environ -25 m (cercle noir, Figure III-43) et la seconde correspond à la rupture plus marquée associée à la fosse de la Hague et située à une bathymétrie de l'ordre -70 m.

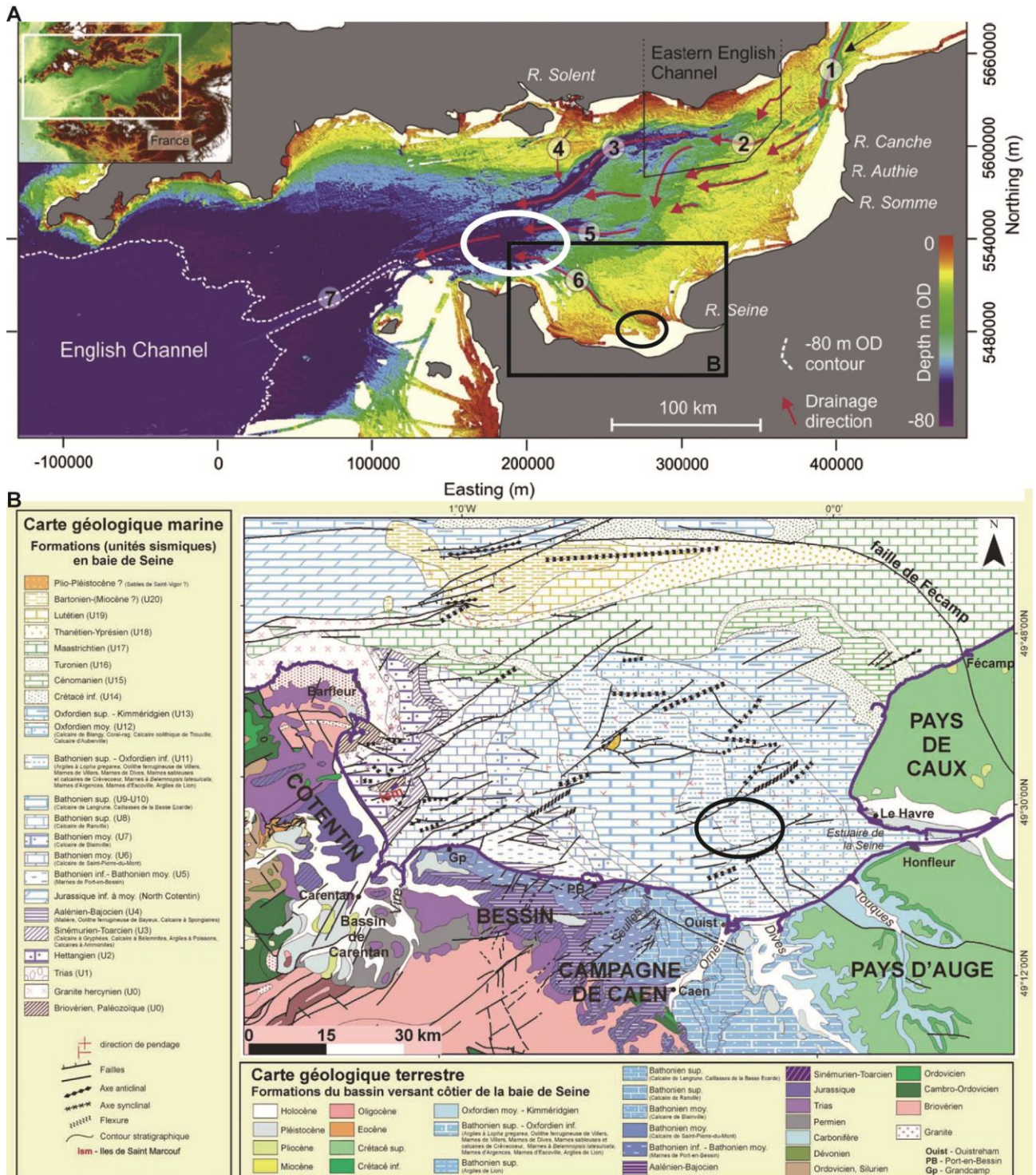


Figure III-43. A : Carte bathymétrique d'une partie de la Manche (Mellett et al., 2013), B : carte géologique de la baie de Seine (Benabdellouahed et al., 2014).

1 : détroit de Douvre, 2 : Basserelle sud, 3 : paléovallée nord, 4 : paléovallée de la Solent, 5 : paléovallée médiane, 6 : paléo-Seine, 7 : fosse des casquets.

Ces interprétations nécessiteraient d'être confortées par des datations des dépôts préservés en milieu marin et sur les nappes alluviales de la Seine ainsi que par une comparaison avec les profils des paléothalwegs des affluents du réseau de la Seine.

III.4 Conclusions

La combinaison des différentes données cartographiques (cartes géomorphologiques, de localisation de crue, d'état-major et LiDAR) nous a permis d'établir une cartographie géomorphologique homogène tout au long de la plaine de la Bassée. La distribution actuelle des lambeaux des nappes alluviales T1 et T2 témoigne d'une préservation de celles-ci non seulement sur les bordures de la plaine alluviale mais également dans sa partie centrale. Ainsi, la divagation du cours de la Seine s'est restreinte au cours du temps, limitant l'étendue de sa vallée active.

La construction d'une base de données combinant les données de 546 sondages ainsi que les attributions stratigraphiques tirées de la carte géomorphologique a permis d'estimer, à partir d'un krigeage, la géométrie du contact entre la craie et les alluvions. Les estimations de la géométrie des bases des nappes T1 et T2 sont empreintes de beaucoup plus d'incertitude du fait du faible nombre de sondages (55 et 111, respectivement) et d'une répartition hétérogène de ceux-ci.

La forte densité de sondages (1,6 par km²), bien répartis sur l'ensemble de la plaine, conduit à une estimation fine de l'interface craie/alluvions qui permet de retrouver les extensions respectives des nappes T1 et T2 avant la mise en place de la nappe T3. Les surfaces correspondantes sont assez proches. Ce résultat montre que la divagation de la Seine lors de la mise en place des nappes T3a et T3b a largement érodé les dépôts de celle de T1 qui aujourd'hui occupent une surface nettement plus faible que ceux de la nappe T2, alors que les surfaces occupées étaient voisines à la fin du dépôt de T2.

L'analyse de la pente moyenne du thalweg de l'interface craie/alluvions fournit une valeur proche de celle de la pente actuelle de la plaine de la Bassée (autour de 0,3 ‰). La rupture de pente observée dans la région de la Motte Tilly (pente à 5 ‰) possède une géométrie complexe montrant une lacération de la nappe alluviale sur une zone s'étendant sur quelques kilomètres.

Le remplissage de la vallée fait disparaître cette rupture de pente comme en témoignent les variations d'épaisseur d'alluvions de part et d'autre de la rupture de pente.

Tous ces éléments morphologiques, en association avec la nature homogène du substratum, nous conduisent à proposer que la rupture de pente observée correspond à une trace de l'érosion régressive (*knickpoint*) initiée, de la transition climatique dans les zones découvertes de la Manche par la chute rapide du niveau marin.

Après cette caractérisation de la géométrie de l'interface craie/alluvions et de l'architecture des nappes alluviales au sein de la plaine de la Bassée, nous nous intéressons dans le chapitre suivant aux caractéristiques paléo-hydrologiques de la Seine lors du dépôt de ces différentes unités, avant d'aborder les structures morpho-sédimentaires associées à ces dépôts dans le chapitre 5.

Chapitre IV. Reconstitutions hydrologiques

paléo-

L'objectif de ce chapitre est d'identifier les reliques, à la surface des nappes alluviales, des différents systèmes fluviaux passés et de définir les paramètres hydrologiques qui correspondent aux géométries observées.

Dans un premier temps, nous avons identifié sur les surfaces de chaque terrasse les restes de tracés chenaux, en définissant le style et en mesurant les paramètres géométriques.

A partir des styles fluviaux identifiés, nous présentons une synthèse des méthodes classiquement utilisées dans les restitutions paléo-hydrologiques.

Nous terminons par une restitution chronologique des fluctuations de la dynamique de la Seine au cours du Pléistocène supérieur et de l'Holocène à partir de ces archives fluviales.

IV.1 Les traces des dynamiques fluviales passées

Cette analyse s'appuie sur le découpage géomorphologique présenté dans le chapitre précédent. Nous nous intéressons ici uniquement aux nappes alluviales de la vallée de la plaine de la Bassée : les nappes T1, T2 et T3a, T3b qui couvrent une période de temps allant de la dernière glaciation saalienne à l'Holocène. Leurs surfaces d'affleurement actuelles correspondent, respectivement aux surfaces rouges, orange, jaunes et bleues sur la figure suivante (Figure IV-1).

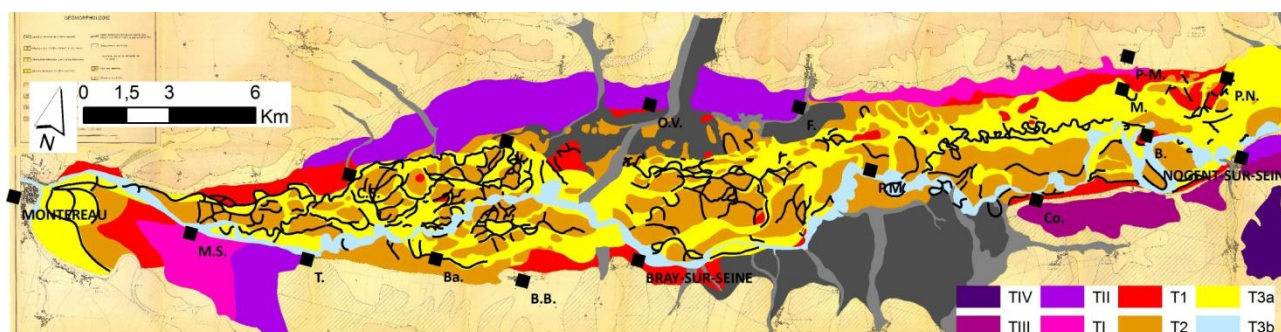


Figure IV-1. Répartition des paléochenaux sur la plaine alluviale de la Bassée de Montereau-Fault-Yonne à Nogent-sur-Seine.

Les tracés des paléochenaux sont figurés en noir.

Les paléo-tracés sont restitués essentiellement à partir de la carte géomorphologique, dans la zone pour laquelle l'existence d'une couverture de la plaine de la Bassée par imagerie infrarouge a permis aux auteurs (Mégny et al., 1965) de cartographier les traces des anciens chenaux qui sont facilement détectées sur ce type d'images (cf. Chapitre III). Cette cartographie couvre la zone entre Nogent-sur-Seine et Montereau-Fault-Yonne. Nous avons également recherché les paléo-tracés à partir des photos aériennes mais leur identification reste souvent difficile. La campagne de 1949 (base IGN) est celle qui donne les meilleures images. Toutefois, le couvert végétal et le morcellement du parcellaire ne permettent que rarement de repérer de façon distincte tous les paléochenaux et d'en mesurer les paramètres comme l'illustre la Figure IV-2 :

- la zone de Vimpelles Figure IV-2A illustre un secteur dans lequel la qualité de l'information qui peut être déduite de la photo aérienne est proche de celle de la carte géomorphologique. Le tracé d'orientation NO-SE est actuellement emprunté par un petit cours d'eau, la Vieille Seine, facilement identifiable sur la photo aérienne par sa ripisylve. Dans leur ensemble, les boucles bien formées situées en bordure de ce tracé se retrouvent assez facilement sur la photo aérienne à partir de la géométrie des champs, la présence de bordures boisées. Toutefois la boucle située en rive gauche du tracé NO-SE n'est pas reconnaissable sur la photo aérienne ;

- sur la Figure IV-2B, au sud-est d'Everly, le tracé situé à l'est a pu être facilement repéré sur la photo aérienne à partir de la géométrie des champs qui suit ce dernier. Par contre, la boucle allongée présente à l'ouest sur la carte géomorphologique ne se traduit par aucun élément particulier dans le paysage moderne ;

- sur la Figure IV-2C, au sud-est de Vimpelles, les paléo-tracés identifiés par l'imagerie infrarouge (carte géomorphologique), sont difficilement détectables sur la photographie aérienne.

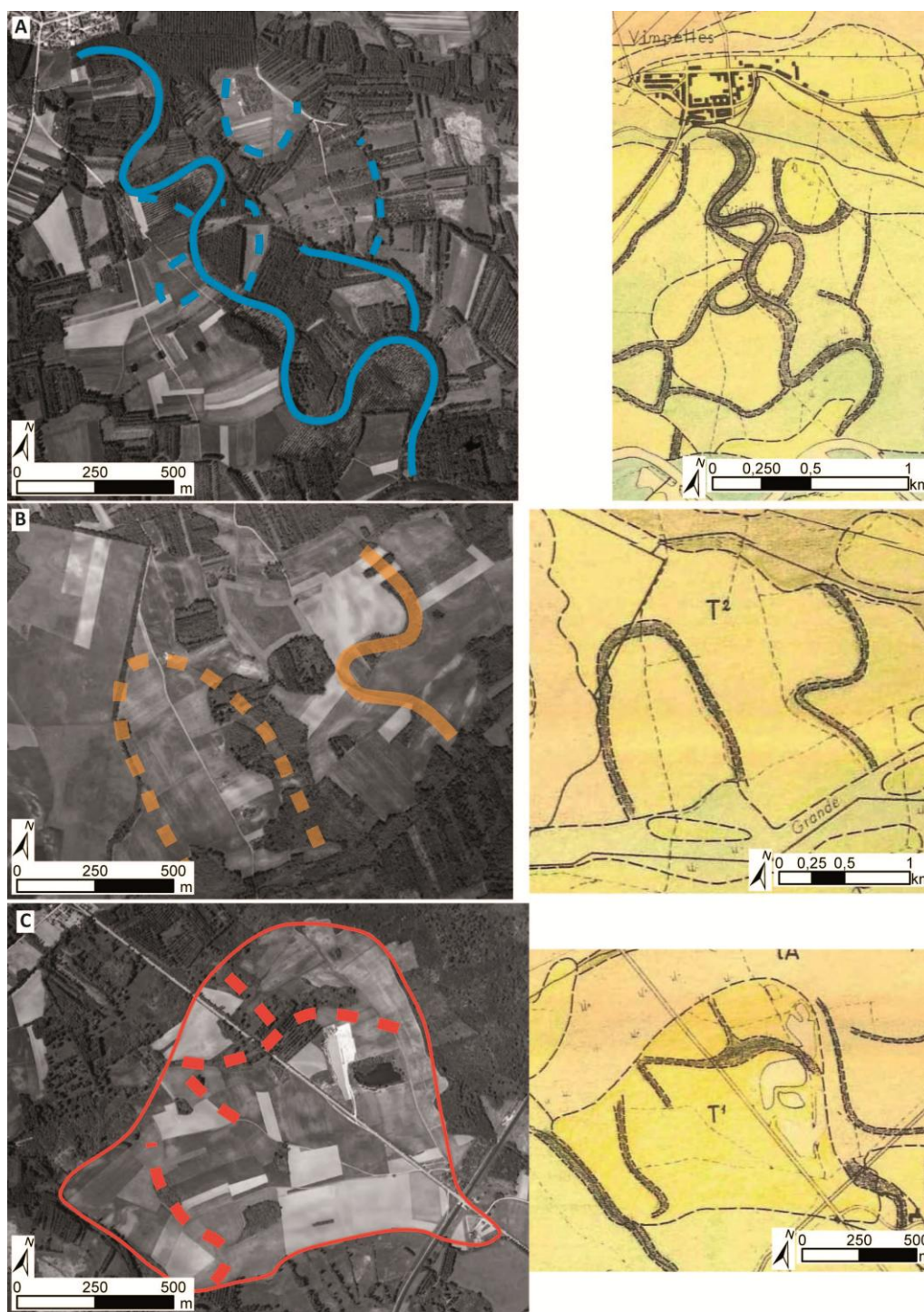


Figure IV-2. Comparaison des paléochenaux identifiés sur les photographies aériennes (Géoportail, 1949) à gauche et la carte géomorphologique à droite.

Sur les photos aériennes, les tracés pleins gras correspondent aux paléochenaux visibles et les pointillés, aux paléochenaux cartés qui ne sont pas visibles distinctement mais que l'on peut inférer partiellement.

Pour chacun des tracés identifiés sur la carte géomorphologique, nous avons comparé avec les données des photos aériennes correspondantes, lorsque c'était possible. La bonne adéquation, observée systématiquement, comme souligné dans la figure 1-2A, même si elle ne repose que sur un faible nombre de sites nous a conduits à considérer que nous pouvions utiliser les paramètres des tracés des images infrarouges pour les restitutions paléo-hydrologiques.

L'ensemble des tracés est directement extrait de la carte géomorphologique géoréférencée en Lambert 93 étendu. Les compléments issus des photographies aériennes ont également été géoréférencés en prenant le plus souvent comme points de contrôles des intersections de routes (zones dont il est facile d'identifier s'il y a eu des modifications ou non de tracé).

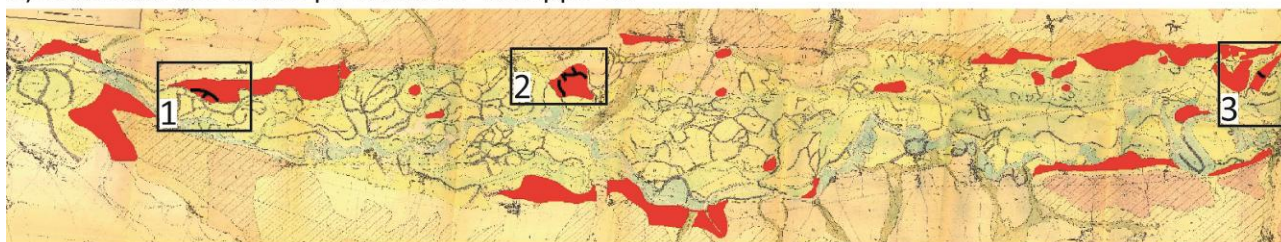
Pour chaque niveau de nappe alluviale, nous présentons tout d'abord la cartographie initiale des traces de chenaux, avant d'en extraire différents paléo-tracés caractérisés par des paramètres géométriques cohérents et spécifiques (sinuosité, rayons de courbure des boucles de méandre longueur d'onde, largeurs associées aux mesures précédentes).

IV.1.1 Traces de paléochenaux préservées en surface de la nappe T1

Les dépôts de la terrasse T1, sont attribués à la dernière période froide du Saalien (Saalien 3) (cf. Chapitre I). Ces lambeaux de terrasses sont principalement situés sur les bordures de la plaine alluviale et en quelques rares endroits sous forme de petits îlots au sein de celle-ci. Sur l'ensemble des lambeaux de cette terrasse (surface rouge, Figure IV-3, A), peu de traces de paléochenaux ont subsisté. Seulement 3 zones présentent des restes de système fluvial, ces reliques se situent toutes sur des morceaux de terrasse T1 se trouvant sur la bordure nord de la plaine (Figure IV-3, A) :

- à l'aval, en rive droite entre Marolles-sur-Seine (M.S.) et Courcelles (Figure IV-3, B1) les deux tracés possèdent une forte composante Est-Ouest et s'étendent au maximum sur 1 000 m.
- au Sud-Est de Vimpelles, la situation de ce lambeau dans la zone de confluence de la Voulzie et de l'Auxence rend difficile l'attribution de ces anciens tracés au seul cours de la Seine (Figure IV-3, B2). Les tracés sont assez courts (de l'ordre de 500 m) et ne montrent pas d'organisation claire, un tracé Est-Ouest, et trois autres d'orientation plutôt Nord-Sud.
- à l'amont à Port-saint-Nicolas (Figure IV-3, B3), un tracé dont la longueur d'orientation Est-Ouest n'atteint pas les 500 m.

A) Ensemble des tracés présents sur la nappe T1



B) Zoom de chaque zone où se trouvent les paléochenaux

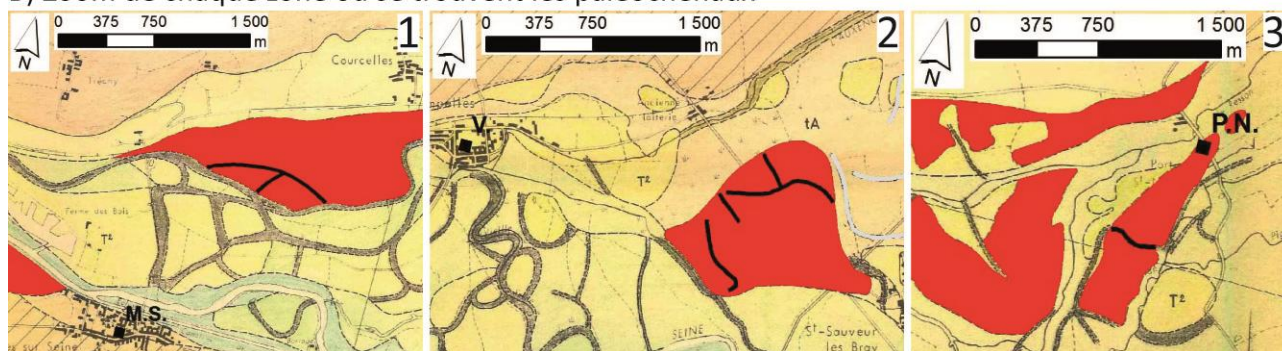


Figure IV-3. Localisation des paléochenaux sur les lambeaux de terrasse T1.
M.S. : Marolles-sur-Seine, V. : Vimpelles, P.N. : Port-saint-Nicolas.

Leur faible nombre, qui contraste avec la densité de traces observées sur les autres nappes alluviales, est à mettre en relation avec l'ablation de la surface supérieure de cette nappe alluviale (Mégnyen et al., 1965) qui a fait disparaître les anciens tracés. Il ne nous a pas été possible de définir le style des chenaux préservés car leur longueur sont trop courtes (entre 300 m et 1 km) et leur orientation assez variées. Le seul paramètre accessible est la largeur (dont nous verrons plus tard qu'il s'agit du paramètre le moins précis).

IV.1.2 Traces de paléochenaux observées à la surface de la nappe T2

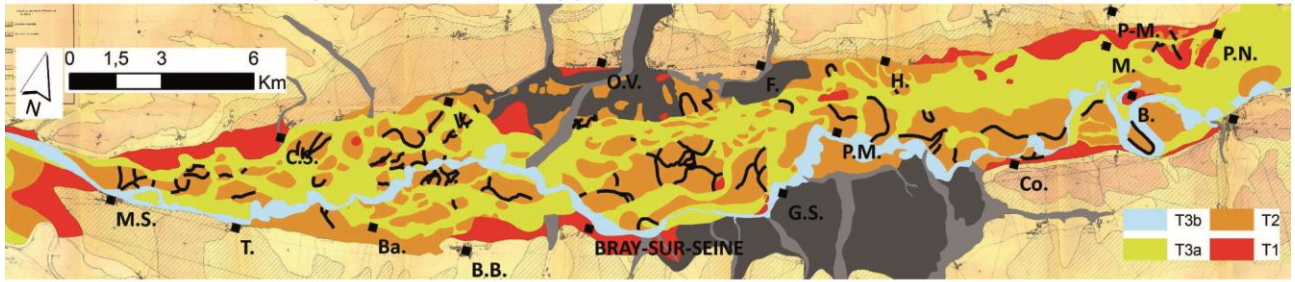
Sur les lambeaux de la terrasse T2 nous avons identifié 92 tracés de chenaux, ce qui représente un linéaire de 68,5 km environ pour un tracé moyen de 750 m (Figure IV-4, A). Ce nombre contraste fortement avec les rares traces observées sur T1, ce qui s'explique à la fois par une meilleure préservation de la partie sommitale de la nappe et également par une surface d'affleurement supérieure. En s'appuyant sur la géométrie des tracés, nous avons regroupé ceux-ci en trois grandes familles :

- la **famille 1** comprend les boucles de méandres bien développées (Figure IV-4, B et C). Elles s'observent sur 13 tracés distincts qui représentent un tracé linéaire cumulé de 13,5 km environ, la longueur de chaque tracé est variable mais la moyenne est de 1 km, rares sont les tracés qui présentent plus d'une boucle ;
- la **famille 2** correspond aux chenaux peu sinueux (Figure IV-4, D), nous en avons recensés 47. Ils constituent un linéaire cumulé de 38,7 km environ pour un tracé moyen de 800 m ; leur orientation présente en général une forte composante Est-Ouest, mais un certain nombre d'entre eux possède une orientation Nord-Sud qui forme parfois avec le réseau à composante Est-Ouest un système sécant, indiquant des tracés successifs (à l'ouest de Grisy-sur-Seine, G.S.) ;
- la **famille 3** regroupe les tracés sans géométrie ni arrangement particulier (Figure IV-4, E). Nous en avons identifiés 33 représentant un linéaire cumulé de 15,1 km ; ceux-ci correspondent soit à des tracés trop courts pour pouvoir être attribués à l'une des deux premières familles (longueur inférieure à 1 km), soit à des zones présentant des tracés sécants difficiles à interpréter, soit pour certains, comme indiqué par Mégnyen et al. 1965, à des trajets de retraits des eaux lors des inondations de par leurs formes étroites, ramifiées et anastomosées.

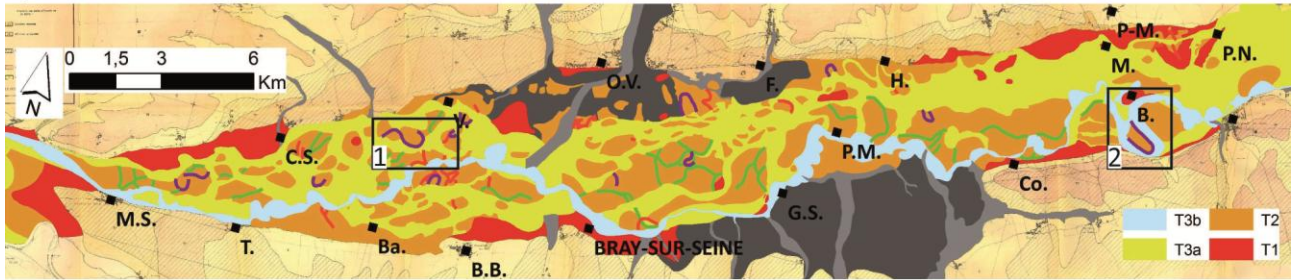
L'analyse des tracés présents à la surface de la nappe T2, bien que ne reposant que sur un tiers des tracés préservés (mais près de la moitié du linéaire) nous permet de distinguer deux styles dans le tracé de la Seine, un style méandrique stable comme l'indique les boucles de méandres bien développées, et un style sinueux témoignant d'avulsions fréquentes empêchant le développement de la méandrisation ou d'écoulements anastomosés ou anabranches.

Les traces du style méandrique mature (famille 1) montrent qu'il y a eu au moins deux tracés car certaines géométries proches ne peuvent être reliées entre elles.

A) Ensemble des traces présentes sur la nappe T2



B) Différenciation des tracés au sein de T2



En violet, famille 1: boucles de méandres bien développées

En vert, famille 2: tracés sinueux

En rouge, famille 3: tracés indifférenciés

C) Zoom sur deux zones avec des boucles de méandres bien développées



Figure IV-4. Traces de chenaux présentes sur les lambeaux de la terrasse T2.

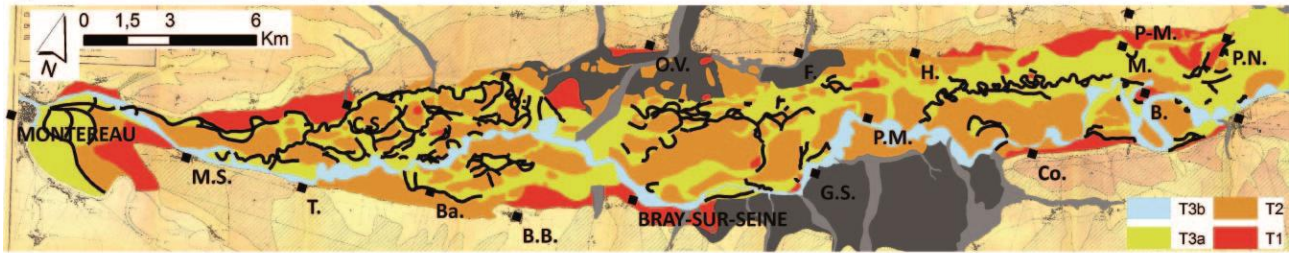
IV.1.3 Traces de paléochenaux préservés à la surface de la nappe T3a

La distribution des 162 tracés (longueur cumulée de 157,6 km) appartenant à la nappe T3a montre qu'ils sont beaucoup plus nombreux à l'aval de Port-Montain (P.M.) qu'à l'amont de ce site (Figure IV-5, A). A l'amont de Port-Montain, la nappe alluviale T3a occupe une large bande au sein de la nappe T2 qui constitue la plaine alluviale alors qu'à l'aval, la nappe T3a dissèque la nappe alluviale T2 en formant un réseau de dépôts alluviaux à l'allure anastomosée. Cette géométrie de la bande active souligne un balayage plus large de la plaine à l'aval de Port-Montain par des avulsions.

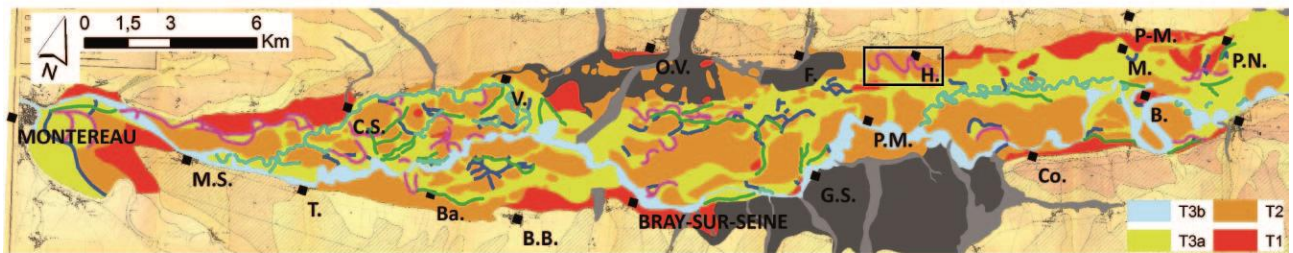
L'analyse des tracés de paléochenaux identifiés au sommet de la terrasse T3a, nous a conduits à les regrouper en 4 grandes familles (Figure IV-5, A) :

- la **famille 1** correspond aux boucles de méandres bien développées (Figure IV-5, B, tracés roses). Elles se présentent majoritairement en boucles isolées mais également en train de plusieurs méandres comme au sud d'Hermé (train de 5 méandres, Figure IV-5, C) dont la trace du chenal ne figure pas sur la carte géomorphologique alors que la bande active est facilement identifiable. C'est cette forme caractéristique des dépôts de T3a au sein de T2 que nous avons retenue. De plus à la terminaison ouest de cette trace se trouve un paléoméandre carté sur la nappe T2. Cela nous amène à penser qu'il s'agit de la prolongation de celui-ci, avec un tracé composé en partie d'un paléochenal dans T2 qui se prolonge dans T3a par une trace méandrique enserrée dans des dépôts T2. Les tracés de ce type sont au nombre de 32, leur longueur cumulée est de 44,8 km pour une longueur individuelle moyenne de 1,4 km ;
- la **famille 2** (Figure IV-5, B, tracés turquoises) se présente sous la forme de cours méandriques dont la dimension des boucles de méandre est nettement inférieure à celle de la famille 1 et des boucles isolées ou de tracés de dimensions modestes. Les tracés (au nombre de 29) forment ainsi une longueur cumulée de 42 km, soit environ 1,4 km par tracé. Parmi ces tracés, 2 présentent une longueur supérieure à 8 km. Ils correspondent d'une part à la Vieille-Seine entre Nogent-sur-Seine et Port-Montain que nous nommerons par la suite Vieille Seine « amont » et d'autre part de la Vieille-Seine-Auxence entre Vimpelles et Marolles-sur-Seine que nous nommerons Vieille Seine « aval » ;
- la **famille 3** (Figure IV-5, B, tracés verts) correspond à des cours sinueux dont les tracés, au nombre de 33, représentent un linéaire de 37,7 km. Les tracés possèdent une longueur moyenne de 1,1 km. Ils se répartissent sur toute la largeur de la plaine alluviale de l'amont à l'aval et sont essentiellement orientés NE-SO avec un certain nombre de tracés d'orientation quasi orthogonale à celle de la vallée de la plaine de la Bassée, soit N-S ;
- la **famille 4** représente les tracés n'ayant pas pu être qualifiés (Figure IV-5, B, tracés bleus). Ils sont souvent trop courts, ou leur enchevêtrement rendent leur appartenance à l'une ou l'autre des familles précédentes trop incertaine. Ils sont au nombre de 68, pour une longueur cumulée de 32,6 km et un tracé moyen de 480 m de long.

A) Ensemble des traces présentes sur la nappe T3a



B) Traces présentes sur T3a identifiées par familles



En rose, famille 1: boucles de méandres bien développées

En turquoise, famille 2: tracés méandriformes et boucles de méandres de petites tailles

En vert, famille 3: tracés sinueux

En bleu, famille 4: tracés indifférenciés

C) Zoom de la zone d'Hermé avec un train de méandre bien développé

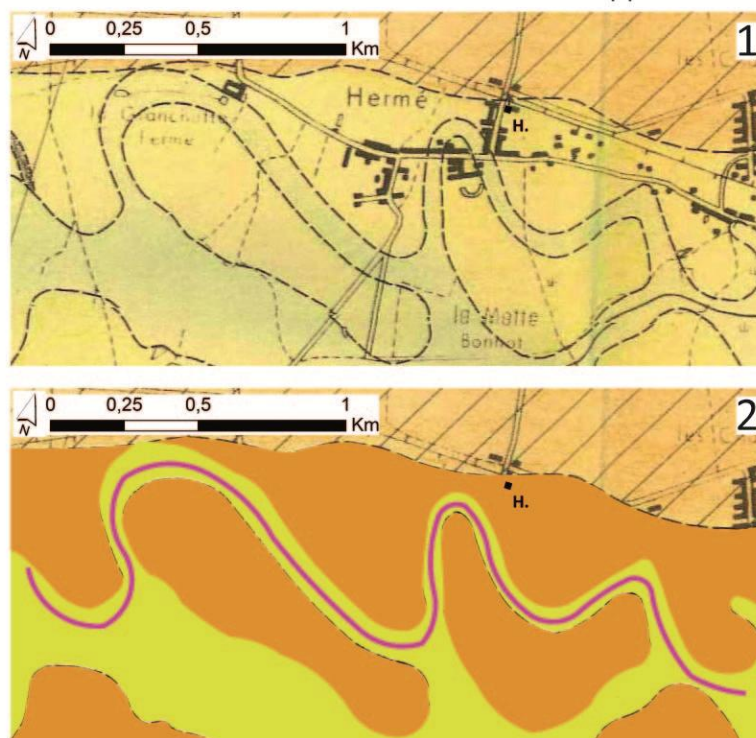


Figure IV-5. Traces de chenaux présentes sur la terrasse T3a.

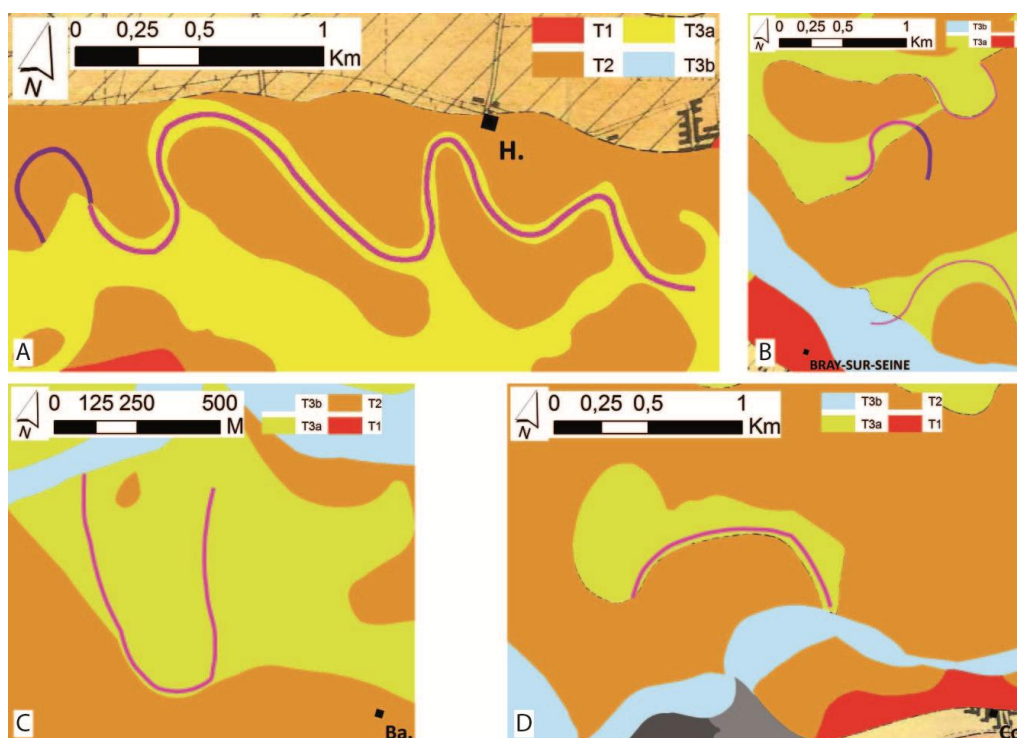
Après cette analyse des tracés, nous allons nous intéresser aux relations avec les tracés de la nappe T2. En effet, certains tracés présentent des particularités dans leurs relations avec les dépôts de la nappe alluviale T2 qui posent des questions sur l'âge de leur mise en place.

IV.1.4 Réattribution de traces de paléochenaux de la nappe T3a à la nappe T2

Les boucles de méandres bien développées, traduisent une migration du cours d'eau sur une période assez longue pour que les méandres atteignent une amplitude conséquente (*cf.* Chapitre II). L'intérieur des boucles de méandre est alors composé de dépôts de bancs d'accrétion latérale de même âge que le reste de la terrasse sur laquelle se trouve le méandre. Ces bancs sont les témoins des migrations successives du cours d'eau.

Un certain nombre des boucles bien développées déroge à ce modèle selon plusieurs schémas :

- des tracés méandriformes bien exprimés constitués de dépôts de T3a mais sans trace identifiée de paléo-chenal, ni de migration latérale ; cette configuration est illustrée par le train de boucles de méandres bien développés sur 4,9 km de long au sud d'Hermé (tracé rose, Figure IV-6, A), de plus ce train de méandre est en continuité avec un paléo-méandre situé sur T2 (tracés violet) ;
- des boucles de méandres bien formées dont le tracé est en partie sur T3a et en partie sur T2 avec à l'intérieur des dépôts appartenant à l'une ou l'autre formation, comme illustré au nord de Bray-sur-Seine (Figure IV-6, B) ;
- des boucles bien formées comportant en leur cœur des dépôts attribués à T2 (Figure IV-6, C et D). Ce schéma est illustré par une boucle isolée au sein de laquelle subsiste un îlot résiduel de T2 près de Balloy ainsi qu'une autre à l'ouest de Courceroy.



Ces observations nous conduisent à réattribuer à la nappe T2 10 tracés appartenant à la famille 1 de T3a (Figure IV-7). Parmi ces tracés réattribués 7 se situent dans la partie aval.

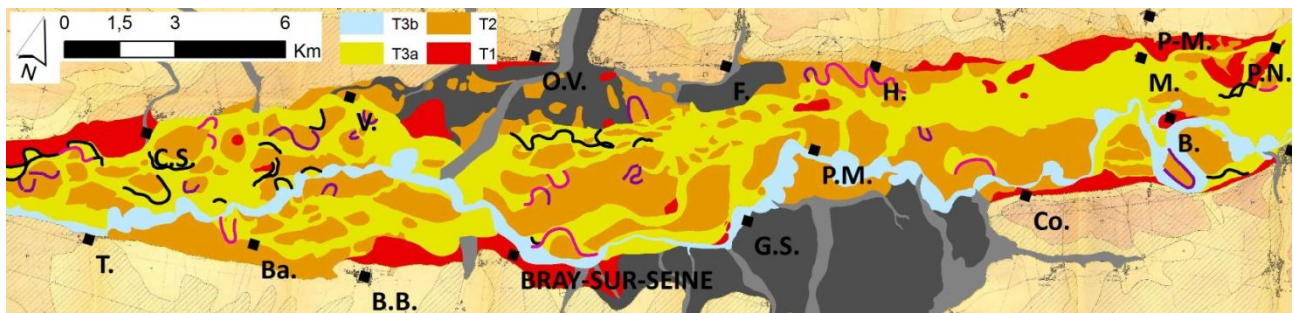


Figure IV-7. Répartition des tracés réattribués de T3a à T2.

En violet : tracés des boucles bien formées sur T2, en rose : tracés réattribués de T3a à T2 et en noir : tracés de la famille 1 de T3a non réattribués.

Une interrogation similaire porte sur les tracés sinueux de la famille 3 observés à la surface de T3a. Si certains sont préservés au sein de la nappe T3a comme à l'est de Bray-sur-Seine, d'autres se situent en bordure de celle-ci comme au nord (Figure IV-8, 1) ou sont là encore enchâssés dans la nappe T2, laissant peu de place pour une migration latérale, même si elle était réduite (Figure IV-8, 2).

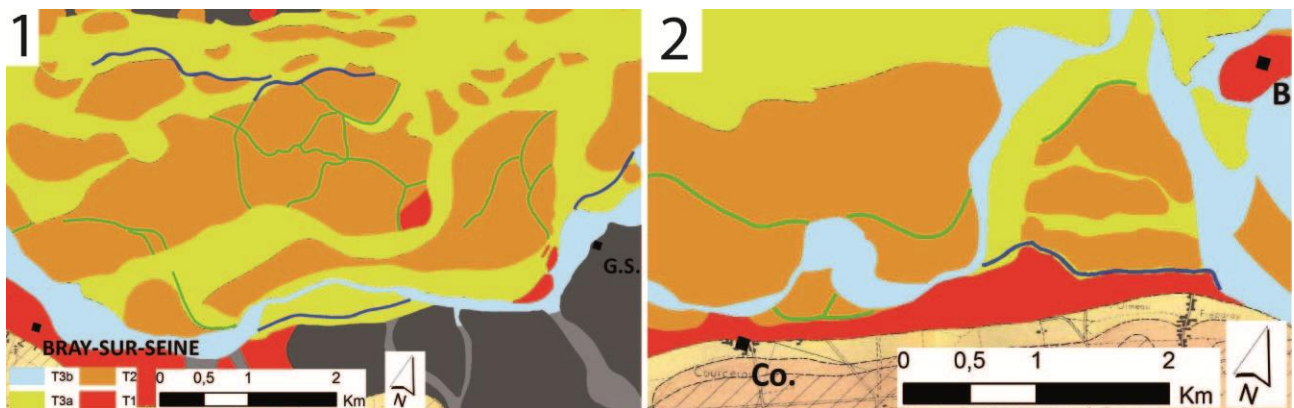


Figure IV-8. Illustration des critères de réattribution des tracés de la famille 3 de T3a à T2.

En vert : tracés sinueux de T2 et en bleu : tracés sinueux de T3a.

En suivant une logique analogue à celle présentée pour les tracés dont la méandrisation était bien développée (famille 1 de T3a), on peut se demander si certains tracés sinueux observés à la surface de T3 ne sont pas des tracés hérités de T2 tout comme ceux à boucles bien développées. Il semble toutefois difficile de réattribuer l'ensemble des tracés à T2 car plus de la moitié d'entre eux se situent au sein de la nappe T3a sans argument en faveur d'une attribution à T2. Seuls ceux traversant T2 ou en bordure de T2/T1 ont été réattribués.

Cette réattribution des tracés T3a situés en bordure ou au sein de T2, nous permet de proposer des tracés pour un cours sinueux de la paléo-Seine T2 (Figure IV-9). Nous avons rajouté aux tracés sinueux de T2 (tracés verts) 10 paléochenaux d'une longueur moyenne de 1,5 km peu sinueux réattribués de la famille 3 de T3a d'une longueur totale de 17,3 km (tracés bleus) auxquels il convient d'ajouter les jonctions potentielles (tracés en pointillés rose) entre tous les paléochenaux.

Cet ensemble de paléo-tracés nous montre la présence :

- dans la zone amont, de Beaulieu (B.) à Port Montain (P.M.), de 2 cours sinueux d'axe est-ouest (tracés 1a et 1b) dans la partie sud de la plaine ;
- dans la zone centrale, de Port Montain à Bray-sur-Seine, d'au moins 4 cours sinueux d'orientation est-ouest (2a à 2d du nord vers le sud) répartis sur toute la largeur de la plaine alluviale ;
- à l'aval, de Bray-sur-Seine à La Tombe (T.), de l'existence de 3 cours (3a, b et c) d'est en ouest assez bien répartis latéralement.

Les tracés de ces cours sinueux probables traduisent soit :

- d'une dynamique fluviale avec des avulsions fréquentes et rapprochées comme en témoignent les nombreux tracés et la faible sinuosité de ceux-ci : au moins 4 fois dans la partie centrale et trois dans la zone aval ;
- de la mise en place d'un système fluvial anastomosé ou anabranché. Celui-ci expliquerait également l'ensemble des tracés mais induit alors une notion de contemporanéité de tous les tracés, ce qui n'est pas certain étant donné les recouvrements de tracés observés.

Le scénario qui nous semble le plus probable est celui d'un système qui avulse fréquemment, créant des tracés plus complexes que ceux servant d'exemple cela afin d'expliquer l'ensemble des paléo-tracés sinueux de T2 que nous n'avons pas pu relier.

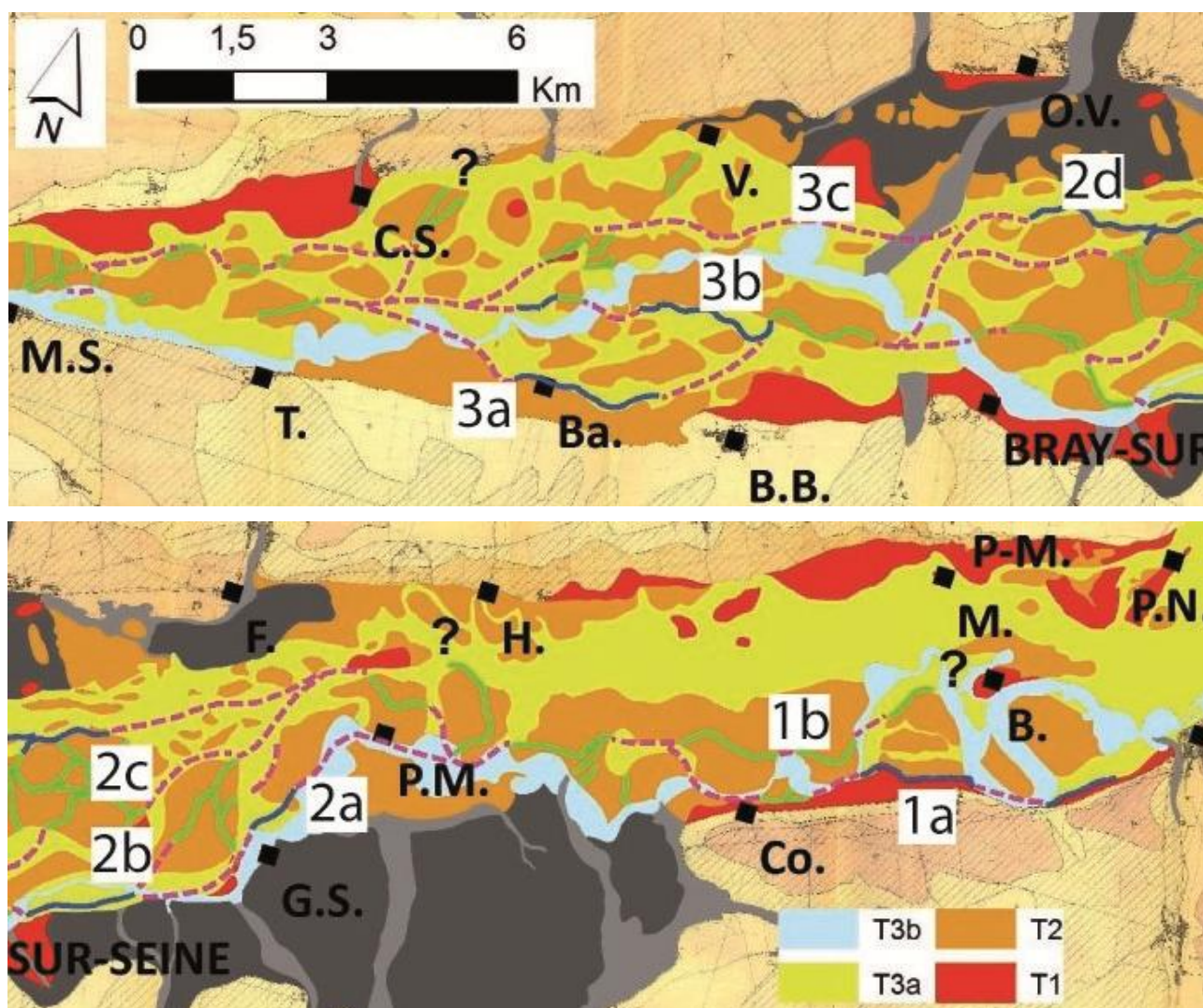


Figure IV-9. Proposition de restitution de cours sinueux à partir des tracés sinueux de la carte géomorphologique. Image supérieure : zone aval, image inférieure : zone amont, en vert : tracés sinueux T2, en bleu : tracés sinueux T3a réattribué à T2, en pointillés rose : propositions de tracés assurant les jonctions.

IV.1.5 Vers une restitution des tracés de la « Vieille-Seine T3a »

La notion de Vieille-Seine est complexe pour plusieurs raisons :

- le faible écart d'altitude entre les nappes alluviales T3a et T3b (50 cm) permet aux paléocours d'eau de T3a d'être actifs dès que le niveau de la Seine actuelle est suffisamment haut. Il faut cependant noter que ce n'est alors qu'une très faible partie du débit de la Seine qui est détournée vers les chenaux de T3a ;
- le nom de Vieille-Seine a été historiquement attribué à plusieurs cours d'eau de très faibles débits (Boyer, 2000). Sur la carte topographique actuelle, seuls deux cours d'eau distincts

portent le nom de Vieille-Seine, alors que la carte de Cassini en mentionne une troisième à l'amont de Nogent-sur-Seine (actuellement Noue de Pigny).

Sur la carte au 1/25 000, nous avons les deux tracés suivants qui correspondent aux tracés observés sur T3a :

- la Vieille-Seine « amont » nait d'une diffluence à l'ouest de Beaulieu (B.) et se jette dans la Seine actuelle à l'est de Port Montain. Son tracé appartient à la nappe T3a, continu sur 11,8 km, il montre des méandres assez matures ainsi que des méandres abandonnés (nb.=6) de part et d'autre des berges. A l'amont de ce tracé, entre le Mériot (M.) et Nogent-sur-Seine, nous avons repéré 6 méandres abandonnés discontinus qui visiblement présentent des tailles très proches de celles des méandres de la Vieille-Seine « amont ». Nous les avons interprétés comme des traces d'un paléotraccé que la Seine historique aurait réemprunté et recoupé. Nous verrons par la suite avec la restitution paléo-hydrologique que la correspondance est tout à fait justifiée ;

- la Vieille-Seine « aval » est constituée par un tronçon continu de 15,6 km que nous avons divisé en 3 sous-tronçons :

- le sous-tronçon le plus à l'amont (2,9 km orienté sud-nord entre Bray-sur-Seine et Vimpelles) présente une méandrisation bien développée et est bordé par 3 méandres abandonnés ;

- le sous-tronçon suivant [8,2 km entre Vimpelles (V.) et Chatenay-sur-Seine (C.S.)], les méandres précédemment bien développés s'estompent pour réapparaître à l'aval de Chatenay-sur-Seine dans le dernier sous-tronçon ;

- le dernier sous-tronçon présente des méandres dont les boucles sont bien développées [(4 km à l'ouest de La Tombe (T.)).

L'absence de boucles de méandres matures dans le sous-tronçon entre Vimpelles et Chatenay-sur-Seine est interprétée comme une zone de mobilité liée à la confluence avec l'Auxence dans laquelle le paléotraccé de la Vieille-Seine n'a pas été préservé. La confluence actuelle avec l'Auxence arrivant du versant nord se trouve dans ce sous-secteur.

Ces observations nous permettent de prolonger le paléotraccé de la Vieille-Seine « amont » T3a (Figure IV-10, A) entre Nogent-sur-Seine et Port Montain (P.M.). A l'amont, le tracé relie les paléo-boucles isolées (cercles rouge, Figure IV-10, B) et se trouve parcourir la bande active de la Seine historique (T3b). Au point de diffluence, le tracé est celui de la Vieille-Seine « amont ». Ensuite, entre Port Montain et Bray-sur-Seine, nous ne disposons d'aucune information permettant de privilégier un tracé. D'après les dépôts de T3a, au moins deux tracés sont possibles :

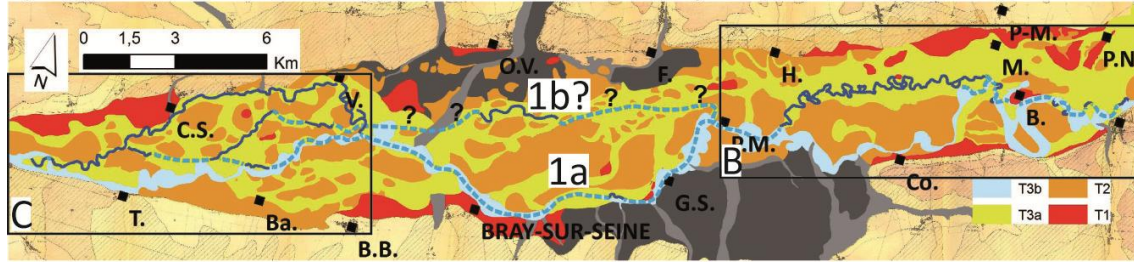
- un tracé empruntant la bande active de la Seine historique avec un paléotraccé de la famille 1 (tracé 1a, Figure IV-10, A) ;

- un tracé plus septentrional dans la zone au sud des Ormes sur Voulzie (O.V.) réempruntant un paléotraccé de la famille 4 (tracé 1b, Figure IV-10, A).

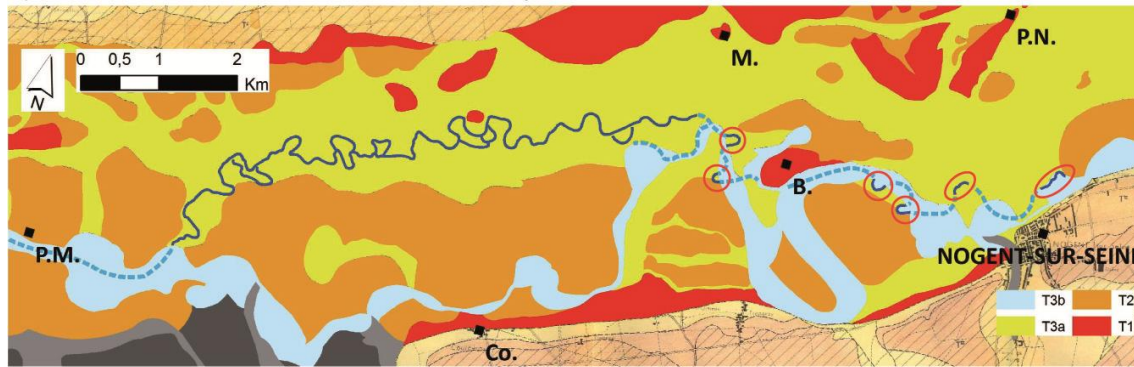
A l'aval de Bray-sur-Seine (Figure IV-10, C), nous avons la possibilité d'utiliser le tracé de la Vieille-seine « aval » et d'autres paléo-traccés de la famille 1 et de proposer au moins 3 cours différents pour la Vieille-Seine « aval » T3a (traccés 2a, 2b et 3c, Figure IV-10, C).

Ces différents choix dans la restitution d'une paléo-Vieille-Seine T3a nous montrent qu'il y a eu au moins trois cours d'eau aux cours méandriformes bien développés empruntant dans la partie aval des tracés distincts, indiquant une stabilité du système fluvial entrecoupée par des périodes d'avulsions. Ces éléments de restitution seront complétés dans ce chapitre par l'analyse paléo-hydrologique quantitative.

A) Tracés de la Vieille Seine «amont» et «aval» au sein de la plaine alluviale



B) Zoom de la Vieille Seine «amont» avec les paléo-boucles isolées



C) Zoom des différents tracés la Vieille Seine «aval»

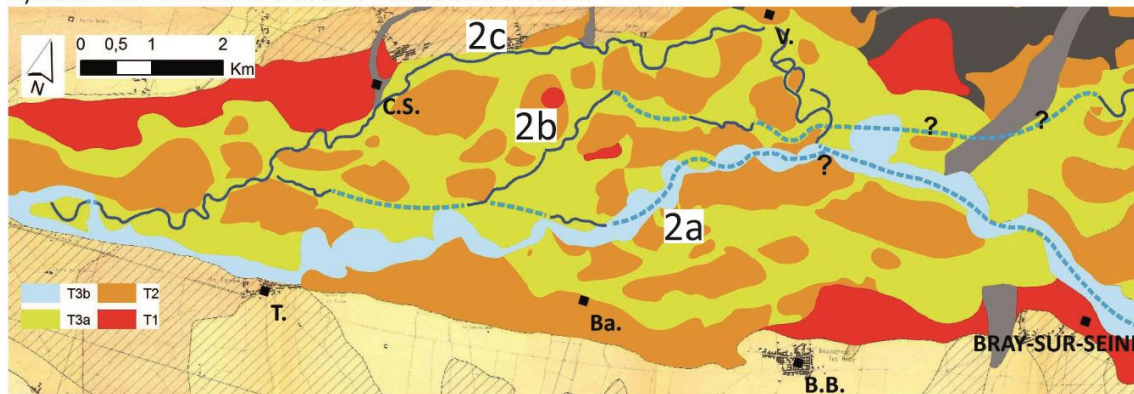


Figure IV-10. Proposition de restitution de la Vieille-Seine « amont » et « aval » T3a.
En bleu foncé : paléo-tracés et en pointillés bleu clair : propositions de tracés assurant les jonctions.

IV.1.6 Distribution des chenaux dans la plaine alluviale

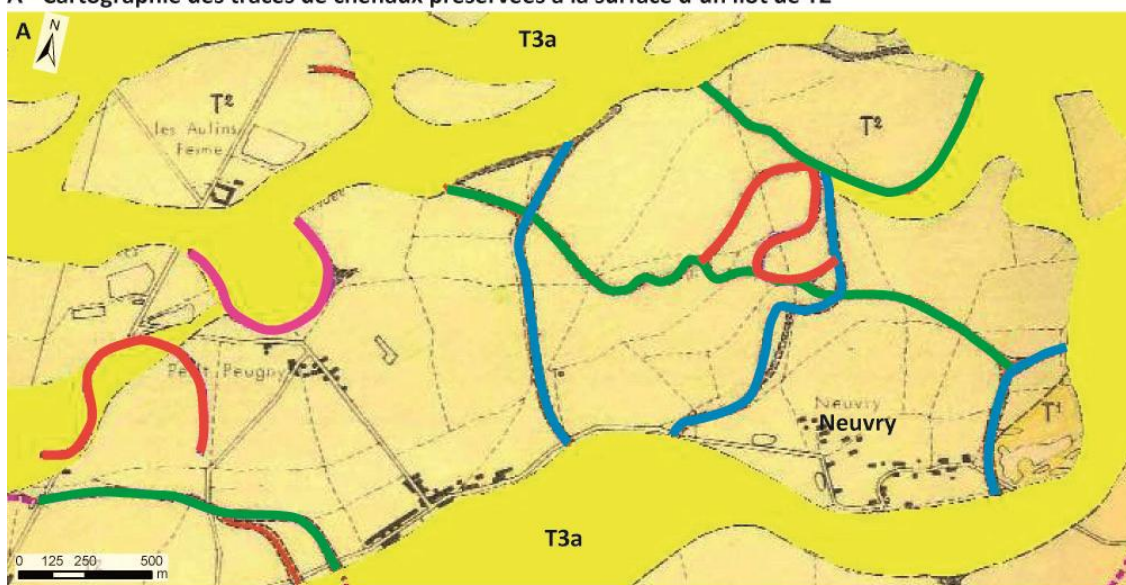
L'analyse des paléo-tracés préservés sur les différentes nappes alluviales, essentiellement T2 et T3a montre un contraste entre la zone à l'amont de Port Montain dans laquelle les tracés sont peu nombreux, et relativement continus (que ce soit dans T2 ou T3a du fait de la faible dissection de T2) et la zone à l'aval caractérisée par de multiples tracés aux orientations variées se recoupant. Les quelques tronçons de tracés identifiés dans la zone amont, peuvent être reliés entre eux pour former que ce soit sur T2 ou T3a, un ou deux tracés méandriformes ou sinueux alors que dans la partie aval, nous avons distingué au moins deux ou trois tracés pour ces deux styles fluviaux. Ce contraste peut être attribué à un degré de préservation différentiel de la nappe T2 entre la zone amont et celle aval, ou à une divagation plus restreinte de la Seine dans la zone amont. Il convient de noter que ce changement de style dans le nombre de tracés peut être mis en relation avec la zone de rupture de pente mise en évidence lors de l'estimation de la morphologie de l'interface craie/alluvions qui se traduit par une augmentation de l'épaisseur des alluvions à l'aval de cette zone qui aurait favorisé la divagation de la Seine (cf. Chapitre III).

Cette dynamique peut être illustrée à partir des traces identifiées sur un large îlot de T2 au nord de Bray-sur Seine, soit 5 km à l'aval de la zone de rupture de pente. Cette zone est parcourue par des tracés montrant des boucles bien développées de taille contrastées (deux boucles au large rayon de courbure à l'ouest et un train de deux boucles de rayon de courbure de faible dimension à l'est,

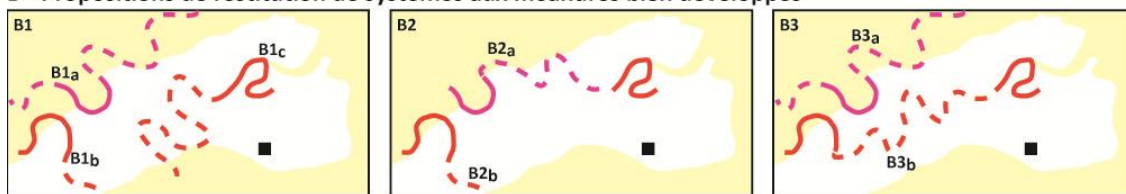
couleurs chaudes) et des tracés orientés est-ouest ou nord-sud d'apparence sinueux bien que pour certains on peut être tenté d'y voir des boucles de très faible rayon de courbure (tracé est-ouest central) ou au contraire très grand (tracés oriental et septentrional). Les boucles des systèmes méandriformes matures peuvent être attribuées au plus à trois tracés différents représentés par les tracés B1_a, B1_b et B1_c (Figure IV-11, B1), ou à un système commun B2_a ou B3_b (Figure IV-11, B2 et B3) en considérant que les deux grandes boucles ne peuvent pas appartenir au même tracé et qu'il existe une certaine variabilité naturelle des géométries des boucles de méandres comme le montre le cours actuel de la Seine.

Les tracés sinueux correspondent à différents cours de la paléo-Seine, au moins quatre tracés si l'on combine deux tracés est-ouest avec un tracé nord-sud (tracés D2_a, D2_b et D2_c, Figure IV-11, D2) et au plus six si l'on considère que tous les tracés sont indépendants [3 tracés C et D1_a, D1_b et D1_c (Figure IV-11, D1)]. Le nombre de tracés n'est guère réduit si l'on considère des tracés anabranches du fait des relations géométriques entre chenaux présentant des intersections à angle droit qui ne peuvent être rattachées à un même système.

A - Cartographie des traces de chenaux préservées à la surface d'un îlot de T2



B - Propositions de restitution de systèmes aux méandres bien développés



C & D - Propositions de restitution de systèmes sinueux

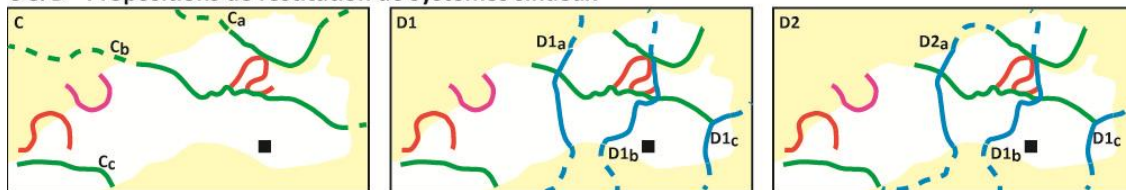


Figure IV-11. Proposition de chronologie de mise en place des chenaux au sein de la nappe T2.

L'existence de ces différents types de tracés et leur recoupement suggère un balayage important de la plaine grâce à la migration de méandres et à des avulsions.

L'attribution d'un certain nombre de traces de chenaux à des systèmes méandriformes ou peu sinueux, voire anastomosé ou anabranche ainsi que leur recoupement nous conduit à proposer une première synthèse de leur chronologie de développement tout en nous appuyant sur les données des autres cours d'eau lorsque nous manquons d'information (Tableau IV-1).

Tableau IV-1. Synthèse préliminaire des types de tracés préservés à la surface des nappes alluviales.

Schéma Bassin parisien (cf. Chapitre I)		Plaine de la Bassée		
Style fluvial dominant	Climat	Altitude Relative* (Mégnyen et al., 1965)	Traces fluviales	
Construction de la Nappe T1				
Remplissage T1	Cours en tresse	Froid (Saalien 3)	>+4 m (dénivelé actuel correspondant à une surface d'érosion plus élevée)	Peu de tracés préservés du fait de l'érosion de la partie sommitale de la terrasse Aucun style fluvial n'a pu être défini
Remaniement T1	Cours en méandres	Fin période froide/Interglaciaire Eemien		
passage T1 à T2 (étagement de la nappe T1)				
Incision T1-T2	Incision	Transition I/G		estimation de la morphologie de la vallée incisée (cf. Chapitre III)
Construction de la nappe T2				
Remplissage T2	Cours en tresse	Froid (Weichsélien)	-	Pas d'observation en surface
Remaniement T2- M1 et T2-M2	Cours en méandres	Fin période froide/interglaciaire	+2 m	Au moins deux systèmes méandriformes matures dont les paramètres géométriques semblent comparables Les tailles des boucles de méandres montrent une certaine variabilité
Remaniement T2 sinueux	-			Au moins trois cours sinueux d'orientation E-O et N-S suggérant des avulsions, des tracés anastomosés ou anabranches dont les recoupements montrent qu'ils sont postérieurs aux systèmes en méandres
passage de T2 à T3a (étagement de la nappe T2)				
Incision T2-T3a	Incision	Transition G/I	-	-
Construction de la nappe T3a (emboitement dans T1 et T2)				
Remaniement T3a-M1 et T3a-M2	Cours en méandres	-	+0,5 m	Au moins deux systèmes méandriformes matures dont les paramètres géométriques semblent comparables. La taille des boucles de méandres est bien inférieure à celle des tracés matures de T2
Remaniement T3a sinueux	-	-	-	Au moins un système avec plusieurs avulsions à l'aval
passage de T3a à T3b				
Incision T3a-T3b	Incision	-	-	-
construction de la nappe T3b (emboitée dans T3a)				
T3b-M1	Cours en méandres	Seine actuelle	0 m	boucles bien développées avec recoupements de méandres

*l'altitude relative est calculée entre le sommet de la terrasse et le niveau moyen de la Seine.

L'analyse des tracés identifiés à partir des images infrarouges et confortés par les photos aériennes, nous a permis de distinguer en surface de chacune des nappes alluviales T2 et T3a plusieurs tracés méandriformes et sinueux. Certains tracés actuellement préservés en surface de T3a sont en fait des reliques de tracés appartenant à T2, cette disposition semble possible du fait du faible étagement des nappes alluviales et sera discutée dans la partie sur la restitution des paramètres hydrologiques.

L'identification de ces différents styles fluviaux, va être complétée par une restitution des paramètres géométriques et hydrologiques des paléo-tracés, nous donnant ainsi accès à la géométrie des paléochenaux, aux paléo-débits associés à ceux-ci. Cette démarche quantitative fait l'objet du sous-chapitre suivant.

IV.2 Eléments de paléo-hydrologie, application au cours historique de la Seine

La restitution des paramètres géomorphologiques et hydrauliques caractéristiques des cours d'eau constituent des enjeux importants dans la restauration des lits de ces derniers, dans l'estimation de débits de crues notamment pour les cours méandriques, du fait de leur forte mobilité dans les plaines alluviales. Dans ce qui suit, nous avons centré notre démarche sur les cours en méandres, n'ayant pas observé de traces de systèmes en tresse en surface des nappes alluviales.

Les systèmes en méandres se développent, comme nous l'avons vu dans le Chapitre II, dans des plaines alluviales de faible pente longitudinale. La géométrie du chenal (largeur, profondeur de plein bord, section) et celle des boucles de méandre (longueur d'onde et rayon de courbure) dépendent de la taille du bassin versant (aire, longueur du cours d'eau), des conditions hydrauliques (débit moyen, débit de plein bord) qui elles-mêmes sont liées au régime climatique.

Les relations liant ces différents paramètres ont fait l'objet de nombreuses études parmi lesquelles les travaux de Williams (1984, 1986) sont particulièrement adaptés aux restitutions paléo-hydrologiques. Cet auteur a en effet établi un ensemble d'équations par régression linéaire donnant accès aux paramètres géométriques du chenal et hydrologiques à partir de mesures géométriques planaires que sont la largeur de plein bord du chenal, la longueur d'onde des boucles de méandres ainsi que le rayon de courbure de ces derniers. Ces équations sont présentées dans le sous-chapitre IV.2.2.

Avant d'utiliser ces relations dans les restitutions paléo-hydrologiques, nous les avons validées dans le contexte spécifique de la Seine en les appliquant au tracé actuel puis en comparant les résultats obtenus aux données mesurées. La dynamique de la Seine historique, avant la régulation de son débit constitue un excellent test car l'on peut estimer que les paramètres géométriques du bassin versant sont restés les mêmes sur la période qui nous intéresse.

Pour évaluer les autres paramètres (longueur d'onde, rayon de courbure et largeur), nous disposons de deux jeux de données, la carte géomorphologique qui nous fournit les traces des anciens cours de la Seine et les cartes topographiques à la même échelle (1 :25000) pour le cours actuel de la Seine. Données que nous complétons si besoin par les données LiDAR ainsi que les photographies aériennes de la campagne de 1949.

IV.2.1 Restitution, géométriques et hydrologiques

Les paramètres des traces de cours d'eaux qui peuvent être identifiés à partir de données cartographiques, sont (Figure IV-12) :

- la **largeur du chenal** dont la mesure, peut correspondre i) à la largeur du chenal de plein bord, largeur maximum atteinte par le cours d'eau avant déversement lors de la crue (W_{bkf} , *Bankfull Width*), ii) à la largeur du lit moyen, largeur du chenal en permanence en eau comme sur les cartes topographiques IGN, ou encore iii) à la largeur d'étiage (lit mineur) dans le cas de photos aériennes prises en période estivale. La mesure la plus utilisée est celle de la largeur de plein bord. Sur le terrain elle est généralement délimitée par la rupture de pente entre la berge du chenal et la plaine alluviale. En photo aérienne, elle est approchée à partir de la position de la ripisylve qui occupe le sommet des levées ;
- le **rayon de courbure** d'une boucle de méandres est défini par le rayon du cercle tangent au tracé du chenal (Rc , *Radius of curvature*). Les boucles polylobées seront caractérisées par autant de cercles tangents que de lobes. L'application de la méthode nécessite une bonne superposition entre le cercle tangent et le tracé de la ligne centrale du chenal ainsi qu'un arc de cercle tangent suffisamment long, généralement associé à un angle supérieur ou égal à 60° (Williams, 1984) (Figure IV-12, 1) ;

- la **longueur d'onde** (λ) correspond à la distance entre les points d'inflexions de la ligne centrale d'au moins deux boucles de méandres consécutives ;
- l'**amplitude** représente la distance entre le milieu du segment reliant les deux points d'inflexion de la boucle du méandre et l'apex de celle-ci.

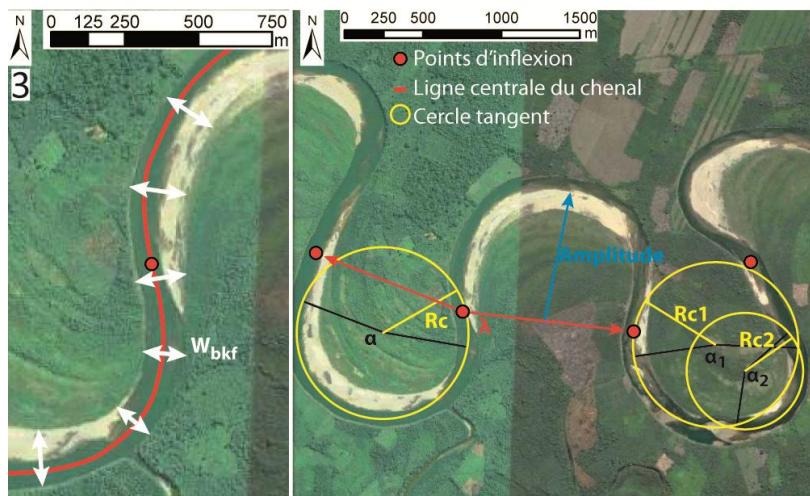
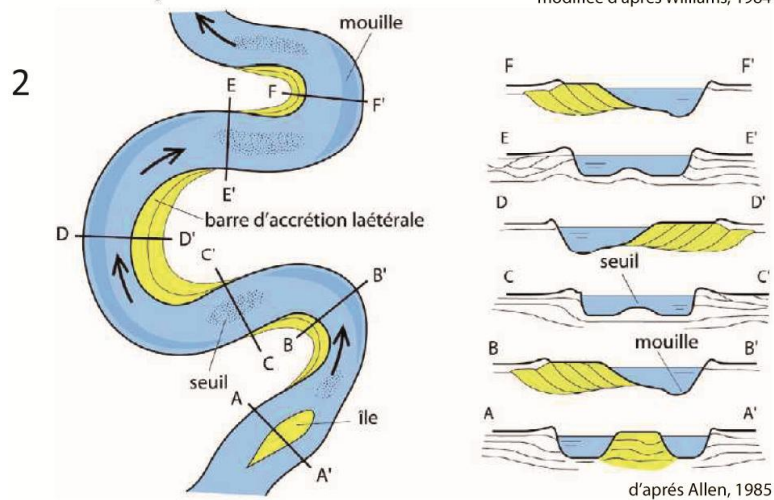
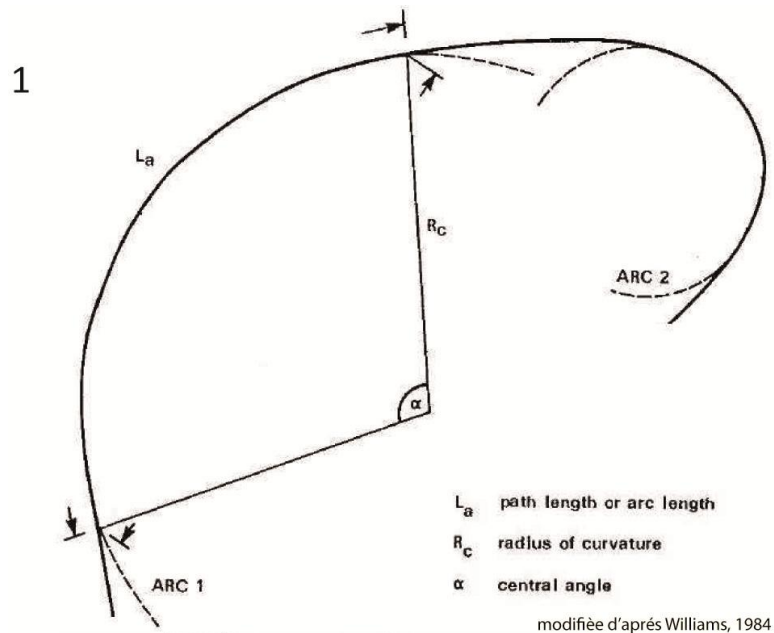


Figure IV-12. Méthodes de mesure des paramètres géométriques.
 1 extrait de Williams (1984) et 2 extrait de Held (2011).

Ces paramètres ont été utilisés par Williams (1984, 1986) pour établir les relations permettant d'estimer l'ensemble des paramètres géométriques du chenal (largeur et profondeur de plein bord), de son tracé (longueur d'onde et amplitude) ou hydrauliques (débits). Parmi les paramètres calculés, la profondeur moyenne de plein bord (D_{bkf}) correspond à la profondeur moyenne qui permet d'obtenir une section de chenal de surface équivalente à celle de la surface mesurée sur le terrain. Des travaux sur canal hydraulique ont permis de relier cette profondeur moyenne à la profondeur maximale à l'apex du chenal (Khan, 1971).

Le tableau suivant (Tableau IV-2) présente les équations qui peuvent être utilisées dans le cadre de cette étude qui s'appuie sur l'analyse de tracés.

Tableau IV-2. Formulaire des relations empiriques utilisées (Williams, 1984, 1986).

	Paramètres calculés (en m et $m^3.s^{-1}$)	Paramètres mesurés (en m) et leur champ d'application (en m)		
		Rayon de courbure : Rc	Longueur d'onde : λ	Largeur de plein bord : W_{bkf}
Paramètres géométriques	Longueur d'onde	$\lambda = 4,53Rc$ ($2,6 \leq Rc \leq 3\ 600$)	-	$\lambda = 7,5W_{bkf}^{1,12}$ ($1,5 \leq W_{bkf} \leq 4\ 000$)
	Rayon de courbure	-	$Rc = 0,22\lambda$ ($10 \leq \lambda \leq 16\ 500$)	$Rc = 1,5W_{bkf}^{1,12}$ ($1,5 \leq W_{bkf} \leq 2\ 000$)
	Largeur de plein bord	$W_{bkf} = 0,71Rc^{0,89}$ ($2,6 \leq Rc \leq 3\ 600$)	$W_{bkf} = 0,17\lambda^{0,89}$ ($8 \leq \lambda \leq 23\ 200$)	-
	Profondeur de plein bord : D_{bkf}	$D_{bkf} = 0,085Rc^{0,66}$ ($2,6 \leq Rc \leq 3\ 600$)	$D_{bkf} = 0,027\lambda^{0,66}$ ($10 \leq \lambda \leq 23\ 200$)	$D_{bkf} = 0,12W_{bkf}^{0,69}$ ($1,5 \leq W_{bkf} \leq 4\ 000$)
	Profondeur de plein bord apex : $D_{bkf,apex}$	$D_{bkf,apex} = D_{bkf} / 0,585$ (Khan, 1971)		
Paramètres hydrauliques	Débits moyens annuels : $Q_{moy.an.}$	$Q_{moy.an.} = 0,025Rc^{1,58}$ ($8 \leq Rc \leq 169$, formule unique)	$Q_{moy.an.} = 0,000017\lambda^{2,15}$ ($145 \leq \lambda \leq 23\ 200$)	$Q_{moy.an.} = 0,06W_{bkf}^{1,66}$ ($1,8 \leq W_{bkf} \leq 67$)
	Débits maximum : Q_{max}	$Q_{max} = 0,28Rc^{1,38}$ ($8 \leq Rc \leq 169$, formule unique)	/	$Q_{max.an.} = 1,0W_{bkf}^{1,3}$ ($1,8 \leq W_{bkf} \leq 67$)
	Débit de plein bord : Q_{bkf}	/	/	$Q_{bkf} = 0,04W_{bkf}^{2,16}$ [milieu semi-humide, (Held, 2011)]

Avec D_{bkf} la profondeur moyenne du chenal à plein bords (*mean bankfull depth*) dans une section droite, D_{apex} la profondeur maximale du chenal à l'apex d'un méandre, $Q_{max,annuel}$ le débit maximal annuel et Q_{bkf} le débit de crue de plein bord.

Ce jeu d'équation montre que la mesure du rayon de courbure constitue un outil puissant qui permet de remonter aux paramètres géométriques et hydrauliques alors que la mesure de la longueur d'onde fournit des paramètres géométriques complémentaires, et celle de la largeur donne accès à la profondeur moyenne et maximale à l'apex.

La mise en œuvre de la caractérisation de ces paramètres dans notre étude a été réalisée comme suit :

- la mesure de la largeur du chenal W , est une mesure moyenne obtenue à partir de plusieurs mesures sur les tracés (paléochenaux et chenal actuel). Les mesures ont été réalisées avec un espacement de 100 m sur SIG sur la carte géomorphologique pour les tracés des paléochenaux ainsi que pour le tracé de la Seine actuelle afin de garder le plus de cohérence concernant la source des données. Toutes les mesures ont été réalisées par le même opérateur. Sur la carte géomorphologique, la dimension d'un pixel est évaluée à 5x5 m. Les mesures de largeur ont été réalisées du pixel le plus foncé sur une rive à celui le plus foncé sur l'autre rive. L'erreur de mesure est évaluée à environ un pixel de part et d'autre du segment mesuré, ce qui correspond à une erreur de ± 10 m. Dans la majorité des cas le choix du pixel le plus foncé ne pose pas de problème ;
- la mesure du rayon de courbure Rc a été effectuée sur des boucles simples en le positionnant sur la ligne centrale du chenal et en vérifiant que l'angle correspondant à l'arc de cercle inscrit dans la boucle de méandre est supérieur ou égal à 60° . Malgré l'incertitude quant à la position exacte du centre du cercle et de son rayon, le placement des cercles conduit à des variations de Rc très faibles qui sont négligées ;
- la mesure de la longueur d'onde a été réalisée entre les points d'inflexions de la ligne centrale du chenal. L'erreur de cette mesure est comparable à l'erreur sur la mesure de la largeur car elle nécessite la détermination du ou des pixels adéquates pour la mesure du segment, elle est également d'environ ± 10 m ;
- la mesure de l'amplitude a été réalisée entre l'apex du méandre considéré et le milieu du segment reliant les deux points d'inflexion de la boucle, l'erreur de mesure est aussi égale à ± 10 m.

IV.2.2 Application à la Seine actuelle

Le tronçon de la Seine actuelle que nous avons étudié se situe entre Bray-sur-Seine et La Tombe, il s'étend sur environ 13 km. Sur ce tronçon, le cours de la Seine actuelle présente des méandres bien développés, le tracé n'a subi que peu de modifications en lien avec les aménagements anthropiques (gravières, canaux, quais...). Les différents paramètres ont été acquis sur le tracé de la Seine figurant sur la carte géomorphologique (tracé des années 1960). Trente-deux boucles ont été analysées à partir de la mesure de leurs rayons de courbures, longueurs d'ondes et largeur du lit mineur. Les mesures sont fournies dans l'annexe C.

L'incertitude associée à l'ensemble des mesures correspond d'une part aux erreurs de report des tracés et d'autre part à la taille des pixels (5 m) lors de la digitalisation de la carte. La répétition des mesures, notamment sur la largeur du lit mineur montre que l'écart type est de l'ordre de 10 m, correspondant à la variabilité du tracé naturel et aux incertitudes évoquées ci-dessus. Par contre, le fort écart-type associé aux mesures des rayons de courbure et de longueur d'onde est plutôt imputable à la variabilité naturelle de ces paramètres car il est nettement supérieur aux incertitudes de tracé et de mesure (Tableau IV-3).

Tableau IV-3. Récapitulatifs des mesures effectuées sur le tronçon de Seine active de Bray-sur-Seine à La Tombe.

Paramètres mesurés	Moyenne (m)	Médiane (m)	Ecart-type (m)	Min (m)	Max (m)	Nb.
Rayon de courbure Rc	198	190	64	78	321	32
λ	894	950	309	393	1565	28
W (lit mineur)	53	52	11	34	79	86

Tableau IV-4. Comparaison des paramètres calculés et des valeurs mesurées.

Mesures (m)		Calcul (m)					
Paramètres	Moyenne	Rc	λ	W_{bkf}	D_{bkf}	Q_{moy_annuel} ($m^3.s^{-1}$)	Q_{max} ($m^3.s^{-1}$)
Rc	198 ±64	-	897 ±290	79 ±29	2,8 ±1,3	106 ±18	414 ±87
λ	894 ±309	197 ±68	-	72 ±28	2,4 ±1,2	38 ±4	-
Données de la banque hydro ($m^3.s^{-1}$) à la station de Bazoches-lès-Bray (station H1940020) sur 17 ans de 1999 à 2015 (http://www.hydro.eaufrance.fr/indexd.php)							
Q_{moy_annuel}				79,8			
Q_{max}				353			
$Q_{max_annuel_moy}$				184,3			

Le tableau de comparaison (Tableau IV-4) entre les valeurs mesurées et calculées montre une excellente correspondance entre les rayons de courbure, longueurs d'onde et largeurs de plein bord du chenal mesurées et calculées. Par contre, le débit moyen annuel obtenu est d'environ 10 à 20 % supérieur à la valeur calculée à la station de Bazoches-les-Bray et le débit maximum est très largement supérieur, par la suite nous utiliserons le débit moyen annuel. Les largeurs de plein bord calculées sont très proches que ce soit à partir des rayons de courbure ou des longueurs d'onde et sont naturellement supérieures aux largeurs du lit mineur mesurées sur photographies aérienne (54 m) et carte topographique (53 m).

Dans l'analyse des tracés reportés sur la carte géomorphologique, nous pourrions donc utiliser de façon équivalente les valeurs de largeur de plein bord issues des mesures de rayon de courbure ou de longueur d'onde. Ces valeurs pourront être comparées à celles obtenues par la mesure directe.

IV.3 Reconstitutions paléo-hydrologiques

Les équations développées par Williams (1984, 1986), ne sont applicables qu'aux tracés méandriques que nous avons identifiés aussi bien sur les nappes T2 que T3a. Le peu de tracés présents à la surface de T1 et leur très faible extension ne permettent pas d'envisager une restitution paléo-hydrologique à partir de ces derniers.

Comme indiqué précédemment sur le cours actuel de la Seine, les paramètres mesurés correspondent aux :

- rayons de courbures des boucles de méandres, obtenus par la méthode des cercles tangents ; ce paramètre a pu être mesuré sur chacune des boucles de méandres ;
- longueurs d'ondes qui ne seront mesurées que sur des trains de méandres comportant au moins trois boucles afin que la position du point d'inflexion soit bien définie ;
- largeurs des tracés, mesurées perpendiculairement aux berges à un intervalle régulier de 100 m, les mesures dans les zones de confluence ont été systématiquement éliminées. Cette dernière mesure est réalisée aussi bien sur les tracés en méandres que sinueux.

IV.3.1 Etude des tracés de la nappe T2

Les tracés préservés dans la partie supérieure de la nappe T2 correspondent essentiellement à des boucles de méandres bien formées, alors que peu de zones présentant des points d'inflexion sont préservées. Cette disparité dans le nombre de tracés préservés comprenant une boucle de méandre et ou une zone d'inflexion est attribuée à une préservation différentielle de ces portions de chenaux : la profondeur du chenal atteint son maximum à l'apex d'une boucle de méandre et son minimum dans la zone d'inflexion. En cas d'érosion, les boucles seront plus facilement préservées que les zones de points d'inflexion moins profondes. Cette observation nous conduit à proposer que la surface de la nappe T2 a subi une érosion tout comme la surface de T1, érosion dont nous essaierons de quantifier l'amplitude à partir des restitutions des géométries des chenaux.

Nous avons mesuré l'ensemble des paramètres sur les tracés méandriques de la nappe T2 car dans le cas des tracés sinueux la méthode des cercles tangents n'est plus applicable car les angles sont inférieurs à 60°, et le calcul des longueurs d'ondes n'est pas utilisable car il suppose des sinuosités supérieures à 1,5 (cf. IV.2.1).

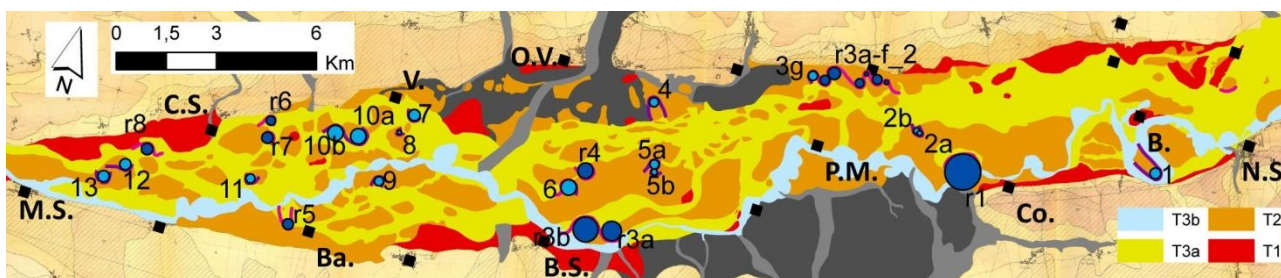


Figure IV-13. Carte de localisation des boucles de méandre étudiées et de leur nom sur la nappe T2.

IV.3.1.1 Les paramètres géométriques des tracés

La **mesure des rayons de courbure par la méthode des cercles tangents** a pu être effectuée sur 29 boucles de méandres, 15 provenant de tracés identifiés au sein de dépôts appartenant à la nappe T2 et 14 réattribués à T2 du fait de leurs relations spécifiques avec les dépôts de T3a et T2 (Figure IV-14).

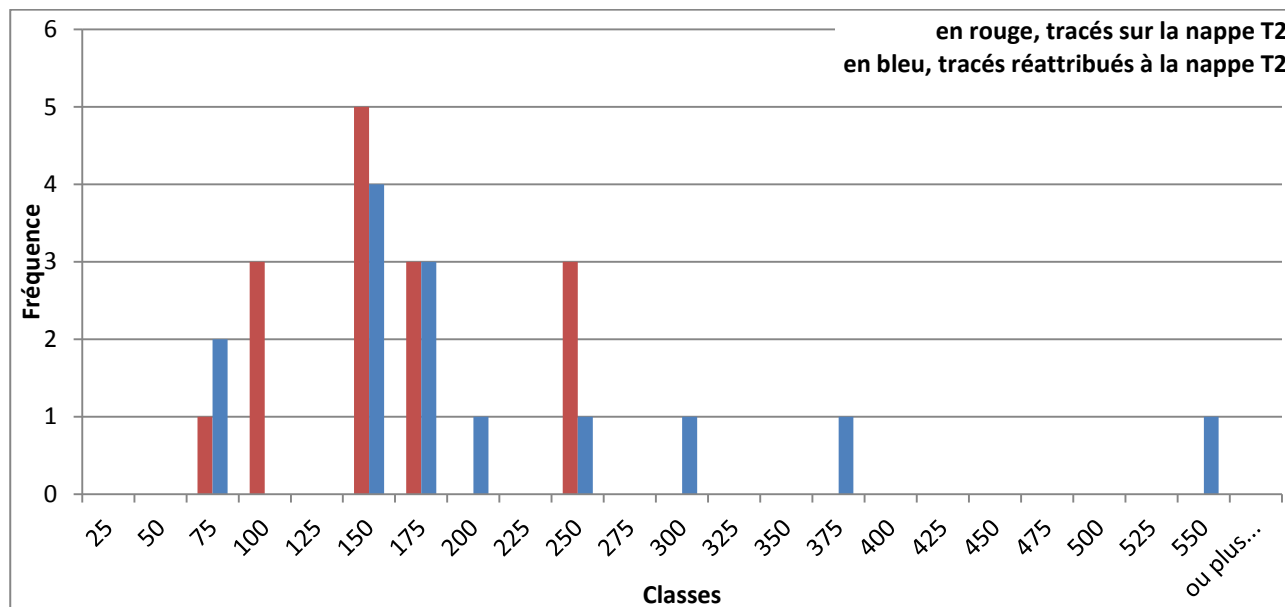


Figure IV-14. Histogramme de fréquence des rayons de courbure des tracés formant de belles boucles.

La distribution des valeurs des rayons de courbure ne montre pas de distinction notable entre les valeurs des tracés de T2 et celles de ceux réattribués à T2 si ce n'est pour les grands rayons de courbure ($R_c > 250$ m) qui ne s'observent que sur les tracés réattribués à T2. L'histogramme met en évidence 3 groupes de valeurs des rayons de courbure :

- une **première famille** entre 50 et 100 m ($n=6$) avec une valeur moyenne à 75 m ;
- une **seconde famille** entre 125 de 180 m ($n=16$) avec une valeur moyenne à 150 m ;
- des valeurs plus éparées au-dessus de 200 m ($n=7$) avec quatre données entre 225-250 m ($n=4$, valeur moyenne 230 m) et 3 valeurs isolées supérieures à 275 m (une entre 275-300 m, une autre entre 350-375 m et une dernière entre 525 et 550 m).

Les rares très fortes valeurs des rayons de courbures ne correspondent pas à des artefacts, car les photographies aériennes (campagne de 1949, Géoportail) montrent la présence de croissants d'alluvionnement dans les boucles (Figure IV-15) et valident donc ces mesures.

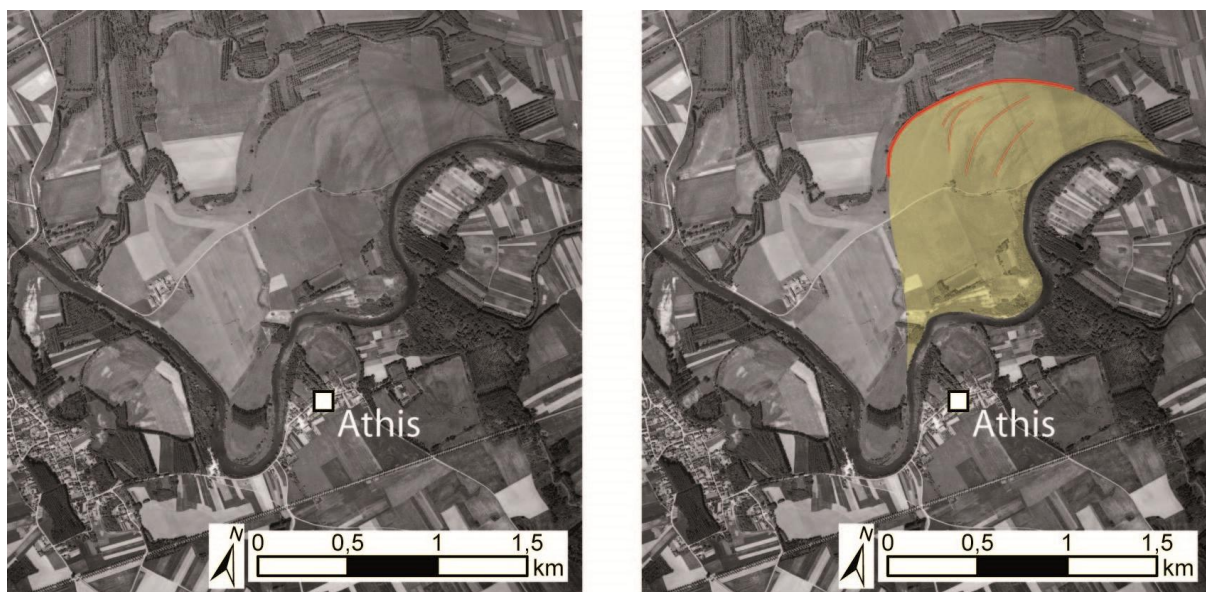


Figure IV-15. Photographie aérienne de 1949 montrant des structures de croissance à l'intérieur de la boucle de large R_c identifiée dans T2 (au nord d'Athis).

Le lambeau de terrasse T2 préservé au nord-est de Bray-sur-Seine (Figure IV-11) est le seul morceau de nappe alluviale qui permet d'analyser simultanément les différents types de tracés (sinueux, avec des boucles bien développées aux différents rayons de courbure).

L'écart type associé aux mesures est nettement plus faible que celui observé lors de l'étude du tracé de la Seine actuelle, qui a montré une variabilité de la valeur du rayon de courbure légèrement supérieure à 30 % de sa valeur moyenne. Cet écart-type pourrait résulter du choix de séparer les données en deux familles. Dans notre recherche de familles de paramètres correspondant à des paramètres hydrauliques distincts, nous avons retenu la variabilité de 30 % du système actuel afin de prendre en compte une variabilité naturelle équivalente à celle actuelle.

Avec ces hypothèses, nous pouvons considérer que nous avons identifié au moins quatre familles de rayons de courbures qui respectent ce critère (Tableau IV-5) :

- les deux premières familles sont caractérisées par plusieurs mesures et une variabilité inférieure à celle observée dans le cadre de la Seine actuelle. En utilisant le critère de variabilité de la Seine actuelle, nous n'observons pas de recouvrement des deux domaines, ce qui conforte l'attribution à deux régimes distincts ;
- pour les fortes valeurs de rayons de courbures, le nombre de mesures est trop faible pour mener la même démarche. Nous pouvons cependant noter que la gamme de valeurs est trop étendue pour recouvrir une seule famille. Les valeurs autour de 230 m pourraient être rattachées à la famille à 150 m, les autres à une famille autour de 400 m. Une autre hypothèse consisterait à considérer deux familles, une avec les valeurs comprises entre 230 et la valeur à 300 m et l'autre entre 400 et 540 m.

Tableau IV-5. Récapitulatifs des mesures de rayon de courbure effectuées sur les paléo-tracés de la terrasse T2.

Rayon de courbure R_c (m)	Nb.	Ecart-type (m) *
75 (famille 1)	6	15
150 (famille 2)	16	17
230	4	Valeurs identiques
300	1	-
400	1	-
540	1	-

*ces paramètres ne sont calculés que lorsque le nombre de mesures le permet, même si nous avons ici des séries composées d'un faible nombre de valeurs.

L'analyse des rayons de courbure permet ainsi de distinguer au sein des tracés présentant de belles boucles au moins trois régimes hydrauliques spécifiques et peut être même quatre.

La **mesure des longueurs d'onde** n'a pu être effectuée que sur 4 tracés (Tableau IV-6). En appliquant strictement le critère d'un tracé comportant au minimum 3 boucles consécutives, qui permet de positionner sans équivoque les points d'inflexion, nous n'aurions disposé que d'un seul train de méandres. Nous avons pris en compte également les trois tracés comportant 2 boucles en étant conscient du fait qu'il existe une incertitude forte associée à la position du point d'inflexion qui aura tendance à allonger la longueur d'onde s'il est placé trop loin de l'apex et à la diminuer dans le cas contraire. Nous avons donc échantillonné :

- le train de boucles 3 qui se compose de 7 boucles (une au sein de T2 précédée de 6 boucles appartenant à T3a mais enchâssées dans T2, réattribuées à cette dernière nommé r2_3a à r2_3f (cf. Figure IV-6, A) ;
- le tracé 5 qui comporte 2 boucles ;
- le tracé 10 qui comporte 2 boucles ;
- le tracé r3 qui comporte 2 boucles, tracé T3a réattribué à T2.

Tableau IV-6. Récapitulatifs des mesures des longueurs d'ondes sur 4 tracés.

Numéro de train de boucles	Nb.	$\lambda_{\text{mesuré}} \text{ (m)}$	Ecart-type(m)
3 et r2	7	716	120
5	2	472	-
10	2	1231	-
r3	2	1507	-

En appliquant une variabilité comparable à celle des longueurs d'onde mesurées sur la Seine actuelle, autour de 25 %, ces quatre tracés nous permettent d'identifier au moins 2 familles : une première comprenant les longueurs d'ondes de 472 et 716 m, une seconde celles de 1 230 et 1 500 m. Le très faible nombre de mesures ne permet pas de pousser l'identification plus loin.

Ces différents résultats, sont reportés sur un diagramme qui permet de visualiser pour un débit calculé à partir du R_c (mesure la plus précise) (abscisse) la variabilité des mesures de la longueur d'onde, et lorsque celle-ci a pu être mesurée sur la carte, la valeur obtenue (ordonnées) ainsi que les valeurs inférieures et supérieures obtenues en tenant compte de la variabilité naturelle

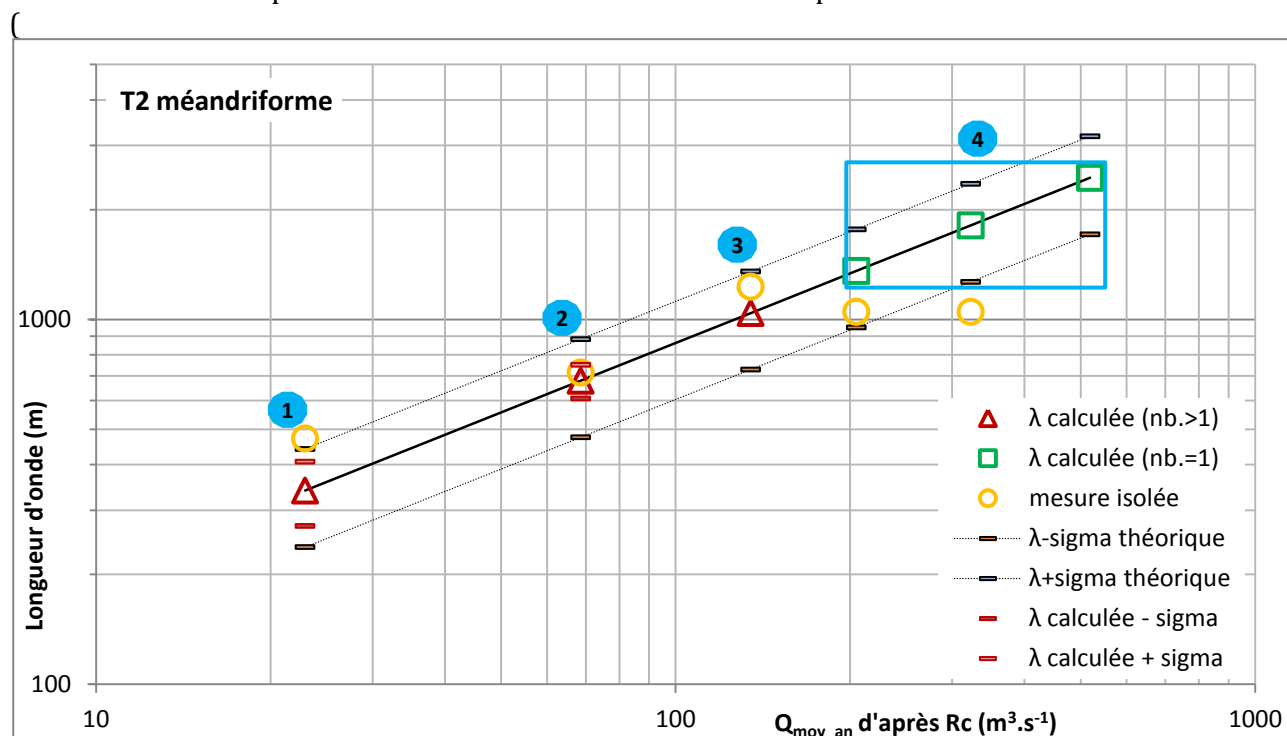


Figure IV-16, valeurs dans le Tableau IV-7).

Tableau IV-7. Récapitulatifs des mesures des rayons de courbures et des longueurs d'ondes et calcul des longueurs d'ondes, largeurs de chenaux théoriques et estimations des débits de plein bord.

Comparaison des données			
Rc	Longueur d'onde (λ)		
Rc (σ) (nb de mesures)	$\lambda_{mesuré}$ (nb de mesures)	$\lambda_{calculé}$ à partir mesure Rc (σ)	Valeurs retenues
75± 15 (6)	472 (2)	340± 68	350
150± 16 (16)	716 (3)	680± 72	700
230 (4)	1 231 (1)	1 042 (-)	1 100
300 (1)	1 507 (1)	1 359	1 800-2 000
400 (1)	1 507 (1)	1 812	
540 (1)	-	2 447	

La comparaison des longueurs d'ondes mesurées avec les données obtenues à partir des rayons de courbure qui sont plus nombreuses montre que les valeurs des longueurs d'ondes obtenues pour les quatre ensembles de boucles sont en assez bon accord avec les valeurs de longueurs d'onde calculées à partir des rayons de courbures

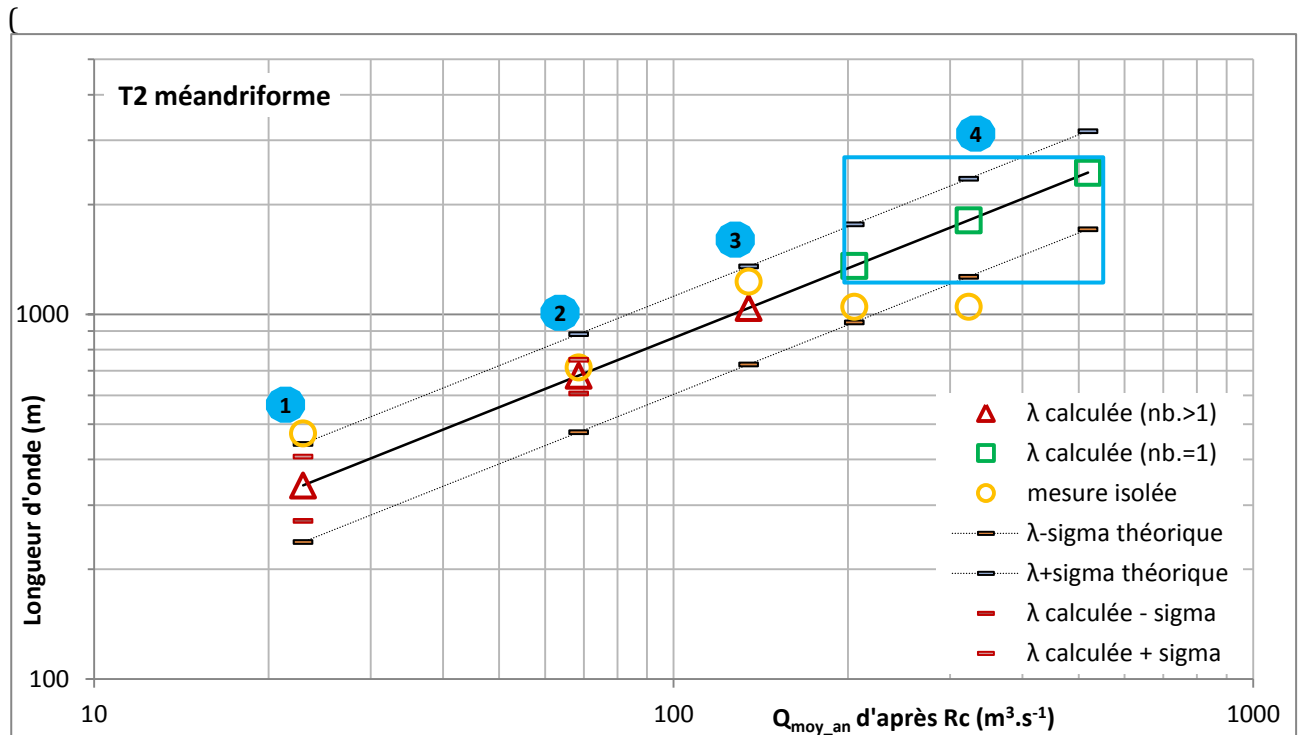


Figure IV-16) :

- Rc 75 m (1 train de méandres) : la longueur d'onde mesurée sur le tracé est nettement inférieure à celle obtenue à partir de la moyenne des rayons de courbure. Cette différence est probablement attribuable au faible nombre de mesures directes dont les valeurs influent sur la moyenne. Nous retenons pour la suite une valeur moyenne de 350 m ;
- Rc 150 m : le nombre de mesures est plus élevé et les résultats entre longueurs d'ondes mesurées et calculées sont très voisins, une valeur de 700 m est retenue ;
- Rc 230 m (4 valeurs) et 300 m (valeur isolée) : les mesures donnent des valeurs de longueur d'onde plus élevés que le calcul, pour des raisons considérées similaires à celles évoquées pour la famille 1. Une valeur de 1 100 m permet d'intégrer toutes les valeurs et respecte le poids des quatre mesures identiques comparées à la valeur isolée. On note, en prenant en compte la variabilité naturelle, un large recouvrement avec la famille 2 ;

- les trois derniers points : la valeur mesurée au premier point est inférieure à celle calculée. Dans la recherche de familles de longueur d'ondes, une première hypothèse serait d'intégrer les deux premiers points avec ceux du groupe Rc 230 m qui correspondrait alors à une longueur d'onde comprise entre 1 150 et 1 400 m, laissant le dernier point associé à longueur d'onde qui serait d'au moins 1 800 m (mesure représentant le maximum) et d'au plus 3 700 m (mesure représentant le minimum). Une seconde hypothèse, serait de considérer que ces trois points appartiennent à un même ensemble, dont le domaine recouvrirait en partie celui de la famille 3. En prenant en compte les valeurs minimales et maximales mesurées ou calculées, cette nouvelle famille serait caractérisée par une longueur d'onde entre 1 350 et 2 450 m.

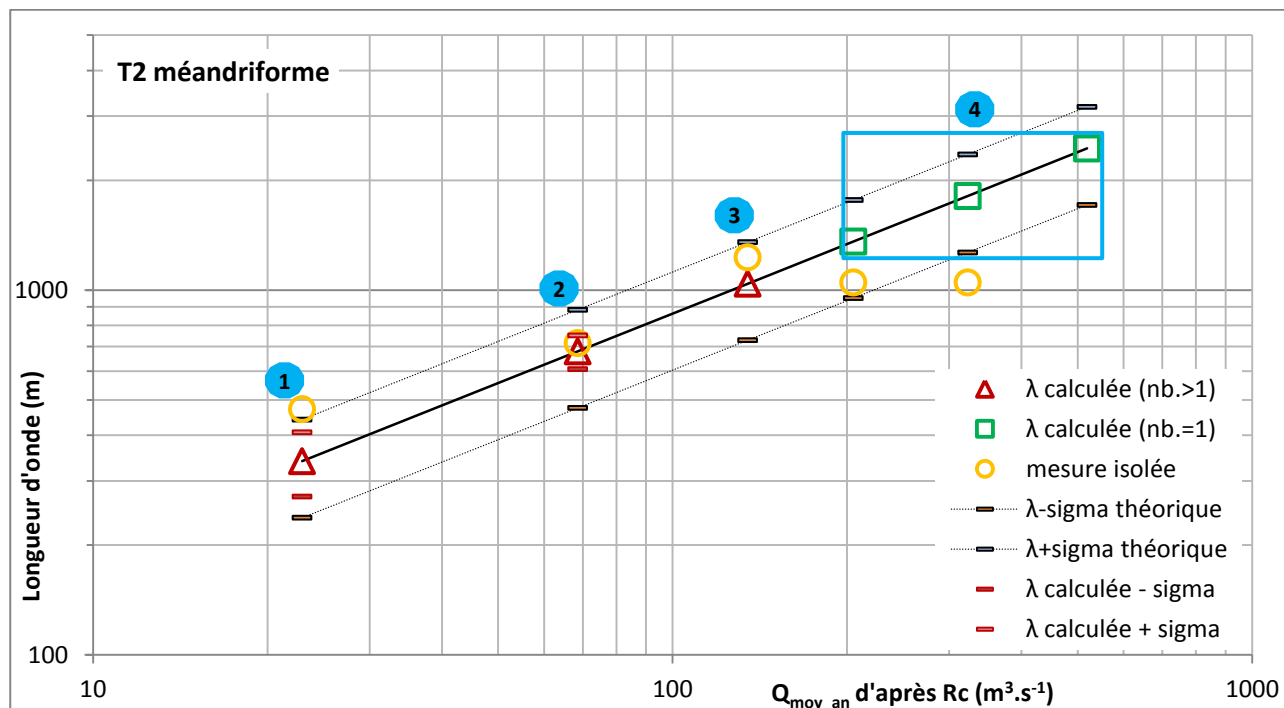


Figure IV-16. Représentation graphique des 3 familles de λ avec plusieurs mesures (350, 700 et 1 200 m) et des valeurs uniques pouvant correspondre à une quatrième famille (cadre bleu).

L'analyse comparative des valeurs des longueurs d'onde mesurées et calculées, nous conduit à définir 4 familles quelle que soit l'hypothèse retenue. Par la suite, nous privilégierons la seconde hypothèse dans laquelle la famille 4 repose sur plusieurs mesures, tout en étant conscient que la première hypothèse peut être tout à fait valable. D'ailleurs, ces deux hypothèses ne sont pas si différentes, les valeurs de l'hypothèse 2 correspondent aux valeurs basses de l'hypothèse 1 (Tableau IV-8). Dans l'hypothèse 2, les valeurs retenues sont nettement plus faibles que celles de la Seine pour les familles 1 et 2 et plus fortes pour les autres.

Tableau IV-8. Propositions de familles de longueur d'onde (λ).

λ	Hypothèse 1	Hypothèse 2
Famille 1	350 m	
Famille 2	700 m	
Famille 3	1 150-1 200 m	1 100 m
Famille 4	1 800-3 600 m	1 800-2 000 m

IV.3.1.2 Géométrie des chenaux

Afin d'obtenir les largeurs les plus représentatives, nous les avons uniquement mesurées dans les boucles tracées au sein de T2 (9 au total) pour ne pas effectuer de mesure influencées par une transformation du tracé initial par le réseau de la nappe T3a. Nous avons réalisé ainsi 85 mesures sur 9 boucles appartenant aux familles de rayon de courbure de 150 m (boucles n°1, 3, 4, 5, 7, 9, 11 et 12) et Rc de 230 m (boucles n°6 et 10) (localisation des boucles Figure IV-13, Tableau IV-9).

Tableau IV-9. Comparaison des valeurs de largeurs théoriques et mesurées.

L'erreur sur la mesure (± 10 m sur SIG) est du même ordre que la variabilité dans les mesures (9 %), nous avons retenu la première.

Familles		Géométrie (calculée à partir de λ)		Géométrie mesurée		
Rc (m)	λ (m)	W_{bkf} (m)	D_{bkf} (m)	W (m)	Nb. mesures (nb. boucles)	% mesures $\geq W_{bkf}$ -30 %
75	350	31	1,3	-	-	-
150	700	58	2,0	37 \pm 10	59 (7)	12
230	1 100	87	2,7	36 \pm 10	36 (2)	0
400-450	1 800-2 000	134-147	3,8-4,1	-	-	-

Les résultats montrent que les valeurs mesurées sont toujours inférieures à celles calculées. Nous avons essayé d'utiliser la variabilité naturelle du système actuel de la Seine car nous avons remarqué dans l'étude des autres paramètres que celle-ci est supérieure à celle déduite des mesures cartographiques. Nous ne connaissons pas la variabilité de la largeur de plein bord du cours actuel de la Seine, mais les mesures sur les largeurs d'étiage et de lit mineur montrent une variabilité d'au moins 25 %. Nous avons choisi de retenir une valeur de 30 % légèrement supérieure et comparable à celle obtenue sur les autres paramètres.

En tenant compte de cette variabilité, le pourcentage de largeurs de chenaux qui appartient au domaine des valeurs calculées est en moyenne de 12 % pour les $\lambda=720$ m avec une variabilité importante selon les tracés. Plus de 60 % des mesures pour la boucle 12, 25 % pour les boucles 5 et 7, et sur les autres boucles (2, 3, 9, 11 et 12), toutes les mesures sont inférieures à cette valeur. Par contre, pour la troisième famille ($\lambda=1 100$ m), la valeur de la largeur mesurée est toujours inférieure à celle calculée.

Ces observations suscitent plusieurs réflexions. La première concerne l'incertitude associée au tracé des paléochenaux à partir des clichés thermiques ayant servi à la réalisation de la carte géomorphologique (dont nous ne disposons pas) et qui constitue probablement une incertitude qui varie selon les conditions locales. La deuxième est liée à l'opérateur ainsi qu'à la digitalisation de la carte, elle constitue une erreur que l'on peut considérer comme systématique, évaluée au maximum à 5 m sur chaque bord de tracé. Ces différentes sources d'erreur sont assez comparables quels que soient les tracés analysés et ne peuvent expliquer les différences observées entre les largeurs calculées pour la famille 3 et celles mesurées. Nous discuterons de ce point après avoir réalisé les mesures sur les tracés de la nappe T3a.

Des mesures de largeur ont également été réalisées sur des tracés sinueux préservés à la surface de cette terrasse T2. Les mesures ont été faites sur le lambeau de la nappe T2 situé au nord-est de Bray-sur-Seine et détaillé dans le sous-chapitre IV.1.6 (Figure IV-11) et sur un grand morceau de terrasse dans la partie située entre La Motte Tilly et Villiers-sur-Seine. Les largeurs moyennes correspondent respectivement de 34,7 \pm 10 m (n=57) et 35,2 \pm 10 m (n=35). Nous retrouvons là des valeurs tout à fait

comparables à celles obtenues pour les tracés méandriques des familles 2 et 3. Cette homogénéité des largeurs des tracés peut traduire une décision prise lors de l'élaboration de la carte, de donner à tous les tracés la même largeur. Cependant, étant donné les contrastes de largeur attendus entre les familles 2 et 3, l'hypothèse d'une telle décision n'est pas retenue.

IV.3.1.3 Discussion

L'identification de différents régimes hydrauliques est plus robuste à partir de l'analyse de la distribution des rayons de courbures obtenus par la méthode des cercles tangents, du fait du nombre de mesures plus important que pour les longueurs d'ondes. Les tendances observées grâce à l'étude des rayons de courbures se retrouvent dans les mesures des longueurs d'ondes et nous a conduit à proposer l'identification de quatre familles correspondant à des régimes hydrauliques différenciés (Tableau IV-10).

Tableau IV-10. Proposition de correspondance des familles de rayon de courbure avec les longueurs d'ondes mesurées.

Familles		Géométrie chenal (calculée à partir de λ)			Paramètres hydrologiques (calculés à partir de W_{bkf} et Rc)		
Rc (m)	λ (m)	W_{bkf} (m)	D_{bkf} (m)	$D_{bkf,apex}$ (m)	Q_{bkf} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Q_{max} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	$Q_{moy,an}$ ($m^3 \cdot s^{-1}$)
75	350	31	1,3	2,2	67	108	24
150	700	58	2,0	3,5	257	282	72
230	1 100	87	2,7	4,7	618	509	142
400-450	1 800- 2 000	134-147	3,8-4,1	6,5-7	1 573- 1 921	1 091-1 284	343-414

La mesure des largeurs des tracés, tend à donner des valeurs légèrement sous-estimées par rapport à celles calculées. Une première hypothèse consiste à considérer que ces chenaux méandriques possédaient des morphologies différentes des morphologies classiques avec une largeur nettement plus faible pour un rayon de courbure donné. L'autre hypothèse, que nous privilégions étant donné les nombreuses études sur les systèmes méandriques qui montrent leur grande homogénéité géométrique, est de considérer que la largeur mesurée correspondrait alors à la largeur d'une section d'un chenal non pas en surface mais à une profondeur intermédiaire correspondant à une érosion de la partie supérieure de celui-ci (Figure IV-17).

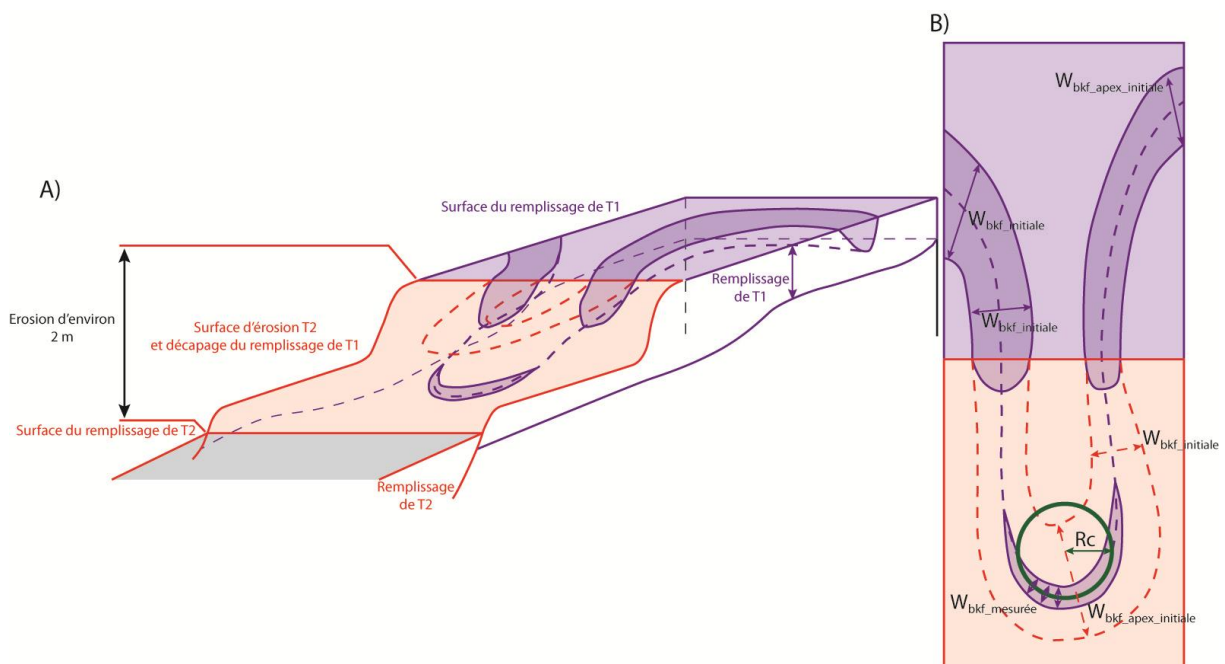


Figure IV-17. Schéma illustrant l'érosion partielle d'un méandre abandonné.

A) bloc diagramme et B) vue en plan des surface de T1 et de la surface d'érosion associée à l'incision T2 découvrant une partie du remplissage T1 ainsi que la surface de remplissage de T2.

En considérant une section théorique en forme de parabole, une largeur de plein bord de 87 m (famille 3) correspondant à une profondeur moyenne de 2,7 m, et maximum de 4,7 m donnerait pour une largeur de 45 m à une profondeur de l'ordre de 1,5-2 m sous le niveau de plein bord. Cette valeur ne constitue qu'une estimation mais l'ordre de grandeur obtenu est comparable au dénivelé qui existe entre les nappes alluviales T1 et T2. Nous ne pouvons conduire une analyse similaire sur les tracés de la famille 4 pour laquelle les rares tracés sont trop courts, mais les quelques mesures que nous avons pu réaliser montrent un écart du même ordre de grandeur.

A partir de cette estimation, nous proposons donc de réattribuer les boucles bien développées (familles 3 et 4) à la nappe alluviale T1. Les familles 1 et 2 restant attribuées à la nappe T2, les mesures de largeur systématiquement inférieures aux valeurs calculées dans la famille 2 nous conduisent à considérer qu'elles sont plus anciennes que celles de la famille 1 et qu'elles ont subi une légère érosion qui en prenant le modèle de géométrie parabolique est estimée à moins d'un mètre.

Cette réattribution de certains tracés de T2 et donc de lambeaux de T2 à T1 est tout à fait en accord avec les résultats du krigeage (*Chapitre III*) qui montraient que certaines nappes attribuées à T2 possédaient un substrat qui correspondait plus à l'estimation de celui de la nappe T1 que de T2.

Les observations infrarouges donnent une image des zones humides présentes en surface. Les résultats montrent l'existence de traces de chenaux méandriformes associés à T1 et dont la profondeur était supérieure à la hauteur de l'incision entre les deux nappes T1 et T2, traces qui aujourd'hui semblent associées à T2 mais en fait appartiennent à des zones de T1 qui ont été déblayées seulement en partie lors de l'incision qui s'est produite entre T1 et T2.

Ces différents éléments nous conduisent à proposer :

- une réattribution des boucles des familles 3 et 4 (de T2) à la terrasse T1 ; dont des sections tronquées sont aujourd'hui visibles sur des surfaces situées à des altitudes correspondant à celles de T2 ;
- au sein de la nappe T2, le développement dans un premier temps du système méandriforme, famille 2, dont la partie sommitale a été très légèrement tronquée puis la mise en place du système de la famille 1 de plus petit gabarit qui lui n'a pas subi d'érosion avec des largeurs mesurées cohérentes avec la valeur théorique.
- enfin des systèmes sinueux qui recourent, les tracés méandriformes et possèdent des largeurs, comparables à celle du système méandriforme de la famille 1, ce qui conduit à proposer qu'il s'agit de tracés résultant d'une période d'instabilité avec des avulsions fréquentes plutôt que des tracés anastomosés ou anabranches. De plus les avulsions semblent plus fréquentes à l'aval de la zone de rupture de pente marquée par un taux d'alluvionnement plus conséquent favorisant le balayage de la plaine alluviale.

Tableau IV-11. Récapitulatif des réattributions de paléochenaux et des différentes observations dans l'ordre chronologique.

	Familles		Géométrie chenal (calculée à partir de λ)			Nappe alluviale		
	Rc (m)	λ (m)	W_{bkf} (m)	D_{bkf} (m)	$D_{bkf,apex}$ (m)	Obs.	Attr.	Commentaire
méandriforme	400-450	1 800-2 000	137-147	3,8-4,1	6.5-7	T2	T1	Erosion surface sup nappe 1,5-2 m
	230	1 100	87	2,7	4.7	T2	T1	
	150	700	58	2,0	3.5	T2	T2	Légère érosion surface sup nappe inférieure 1 m
	75	350	31	1,3	2.2	T2	T2	Pas d'érosion
	sinueux					T2	T2	Des avulsions fréquentes

IV.3.2 Etude des tracés de la nappe T3a

La nappe T3a présente un faible étagement par rapport au niveau actuel de celle de la Seine (0,5 m), ce qui conduit à une mise en eau régulière des anciens tracés présents à la surface de T3a lors des périodes de hautes eaux. Ces chenaux vont également servir de collecteurs pour les eaux de ruissellement. De plus, certains paléochenaux ont été aménagés pour le réseau de drainage et sont encore utilisés actuellement (Boyer, 2000). L'analyse des nombreux tracés présents sur la nappe T3a nécessite de prendre en compte ces aménagements qui ont conduit parfois à une réorganisation des réseaux naturels. Nous présentons l'analyse des différents tracés selon trois secteurs ce qui permet pour chacun d'avoir une vision globale des tracés préservés sur toute la largeur de la plaine de la Bassée :

- un secteur amont compris entre Nogent-sur-Seine et Port-Montain ;
- un secteur central allant de Port-Montain à Bray-sur-Seine ;
- un secteur aval s'étendant de Bray-sur-Seine à La Tombe qui correspond à celui sur lequel les mesures de validation de la méthode ont été réalisées sur la Seine actuelle.

L'analyse repose là encore sur la mesure des rayons des cercles tangents, des longueurs d'ondes et des largeurs de chenaux. Ces mesures ont été réalisées systématiquement sur l'ensemble des boucles de méandre bien développées. Elles sont complétées par quelques mesures de largeurs sur des tracés sinueux bien définis. Les données sont fournies dans l'annexe C.

IV.3.2.1 Le Secteur amont, de Nogent-sur-Seine à Port-Montain

Les tracés de paléochenaux sont représentés par les deux styles identifiés dans le sous-chapitre IV.1.3. Les chenaux au méandrage bien développé comprennent d'une part la Vieille-Seine « amont » qui comporte 60 boucles de méandres et d'autre part une quinzaine de boucles isolées. Les chenaux sinueux sont représentés par des tronçons de quelques kilomètres qui se situent essentiellement au sud du tracé de la Vieille-Seine « amont ».

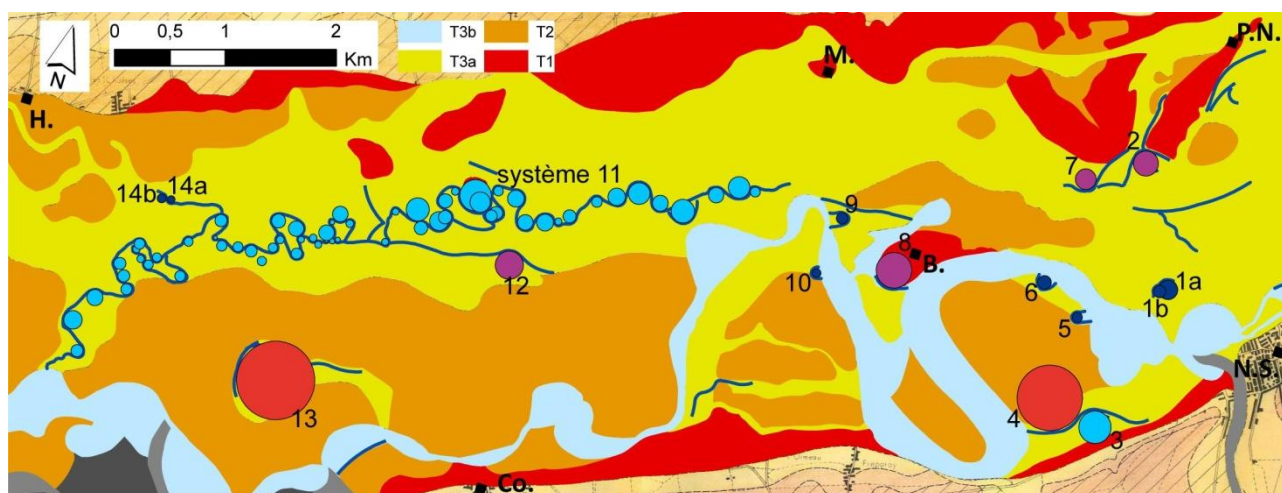


Figure IV-18. Localisation des cercles tangents dans le secteur amont.

Cercles bleus foncés : boucles réattribuées à la Vieille-Seine, cercles violets : boucles réattribuées à une Vieille-Seine ancienne et cercles rouge : boucles déconnectées de la Vieille-Seine de grande taille.

L'histogramme des valeurs des rayons de courbure (Figure IV-19) est construit en séparant les données de la Vieille-Seine « amont » (système 11) de celles des boucles isolées. La distribution des données de la Vieille-Seine « amont » est unimodale avec une valeur moyenne de R_c à 55 m et un fort écart type (24 m), supérieur à celui observé sur la Seine actuelle (qui dans ce cas donnerait 18 m). Les valeurs des R_c des boucles isolées sont encore plus dispersées et l'on note quelques valeurs supérieures à 150 m dont une à 162,5 m, une autre à 300 m et une dernière à 375 m.

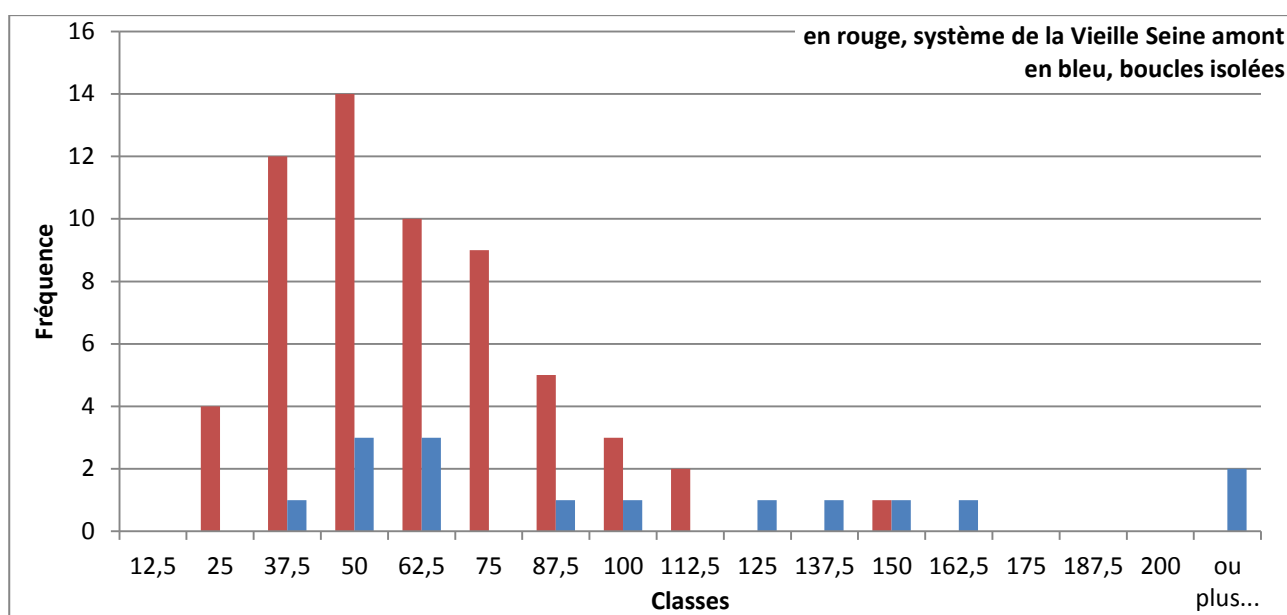


Figure IV-19. Distribution des rayons de courbures des tracés du secteur amont.

L'analyse des données est menée de façon similaire à celle conduite pour traces de la nappe alluviale T2, en comparant les mesures de rayons de courbure, longueur d'onde et largeur des chenaux et les valeurs calculées des longueurs d'onde et largeurs de plein bord. Nous distinguons ainsi :

- les R_c 55 m qui caractérisent le tracé de la Vieille Seine « amont » présentent une forte dispersion. Les longueurs d'ondes mesurées sont nettement supérieures à celles calculées et montrent une plus faible dispersion. La forte incertitude associée à la mesure des R_c fait que les valeurs calculées et mesurées tombent dans la plage d'incertitude. Les largeurs mesurées sont en accord avec les valeurs calculées ;
- les R_c 80 m caractérisent les boucles isolées avec toujours une large dispersion. La longueur d'onde calculée correspond à celle mesurée sur le tracé de la Vieille Seine amont. Les largeurs mesurées et calculées sont très proches ;
- la valeur R_c 162 m est isolée et tombe dans le domaine de la famille T2-2. La valeur de la largeur mesurée est tout à fait acceptable, 20 % plus faible que la valeur théorique ;
- les deux valeurs très élevées ($R_c=300$ et 350 m) sont réattribuées soit à T1-3 ou T1-4 d'après leur taille et les largeurs mesurées qui sont environ 50 % plus petites que celles calculées, indiquant une érosion de même amplitude que celle observée sur les traces de ces familles présentes sur T2.

Les valeurs obtenues pour les boucles isolées, en tenant compte des incertitudes, présentent un large recouvrement avec à celles de la Vieille-Seine « amont » (Figure IV-20) et peuvent être considérées comme représentant une même famille.

Les boucles isolées viennent ainsi compléter le cours de la Vieille Seine vers l'amont avec deux tracés possibles, l'un se situe en bordure de la vallée active de la Seine actuelle (7 boucles, cercles bleus), l'autre un peu plus au nord (3 boucles, cercles violets). L'existence de ces deux tracés laisse supposer soit d'une avulsion pendant cette période, soit d'un tracé anabranché.

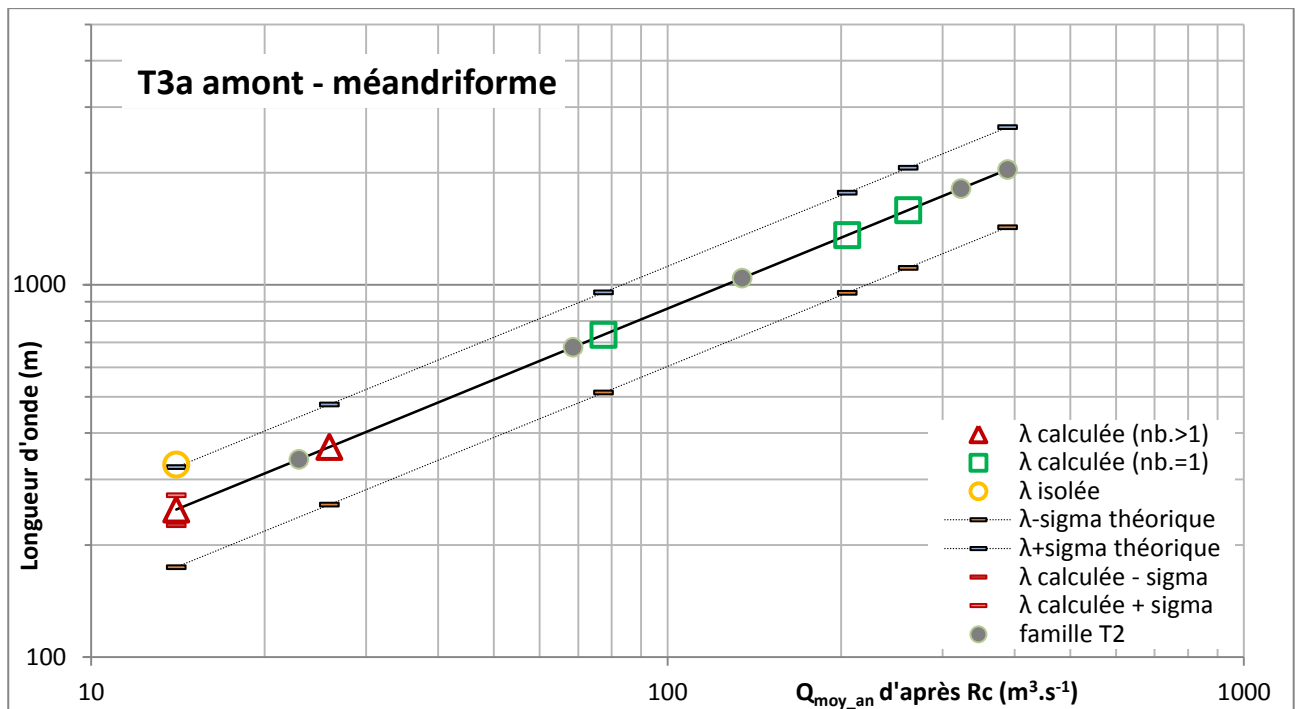


Figure IV-20. Représentation graphique des différents résultats de mesures et calculs des λ dans la nappe T3a dans la zone amont.

La paléo-Vieille-Seine « amont » était, comme le montrent les paramètres (Tableau IV-12), un cours d'eau de taille très modeste de dimension nettement inférieure à celle de la Seine actuelle, ce qui pose la question de la période à laquelle était associé soit un faible débit soit un réseau anabranché dans lequel les flux se répartissaient. Ce point sera rediscuté lorsque nous aurons analysé l'ensemble des secteurs de la nappe T3a.

Tableau IV-12. Paramètres géométriques et hydrologiques de la Vieille-Seine « amont » et des boucles isolées.

Géométrie mesurée			Géométrie calculée		
Rc (m)	λ (m)	W (m) carte géomorphologique	λ (m)	λ retenu	W_{kbf} (m)
Tracé vieille Seine amont					
55±24 (nb.=60)	329±23 (nb.=48)	15±2 (nb.=37)	249 (108)	250-350	25
Boucles isolées					
81±43 (nb.=13)	-	28±6 (nb.=34)	367 (194)	250-350	35
Boucles isolées					
162 boucle 8		47 (nb.=2)	734	700 Famille T2-2	66
300 boucle 13		42 (nb.=5)	1 359	Boucles de taille erratique ou Familles T1-3 ou T1-4 1 100-2 000	114- 130
350 boucle 4		54 (nb.=5)	1 586		

Les boucles de taille intermédiaire pourraient traduire un régime hydraulique légèrement supérieur, mais du fait de leur faible nombre, cette hypothèse nécessite d'être confortée par des mesures complémentaires sur les autres secteurs. Les grandes boucles, du fait de la faible largeur des tracés sont considérées comme des reliques de tracés de la famille 3 ou 4 identifiées sur T2 et réattribuées à T1. La boucle de Rc 162 m peut difficilement être attribuée aux faibles longueurs d'onde de la Vieille Seine amont ou à la famille 3 de T2, par contre elle est tout à fait dans la gamme des valeurs de la famille 2, nous aurions ainsi une relique de la famille 2 T2 dans T3a.

IV.3.2.2 Le secteur central de Port-Montain à Bray-sur-Seine

Ce secteur est moins riche en tracés méandriformes que le secteur amont. Les tracés correspondent à quelques trains de méandres bien développés, des boucles isolées et des tracés sinueux répartis sur la largeur de la plaine alluviale (Figure IV-21). Etant donné le faible nombre de mesures de R_c (16) (Figure IV-22), les données sont comparées à celles du secteur amont.

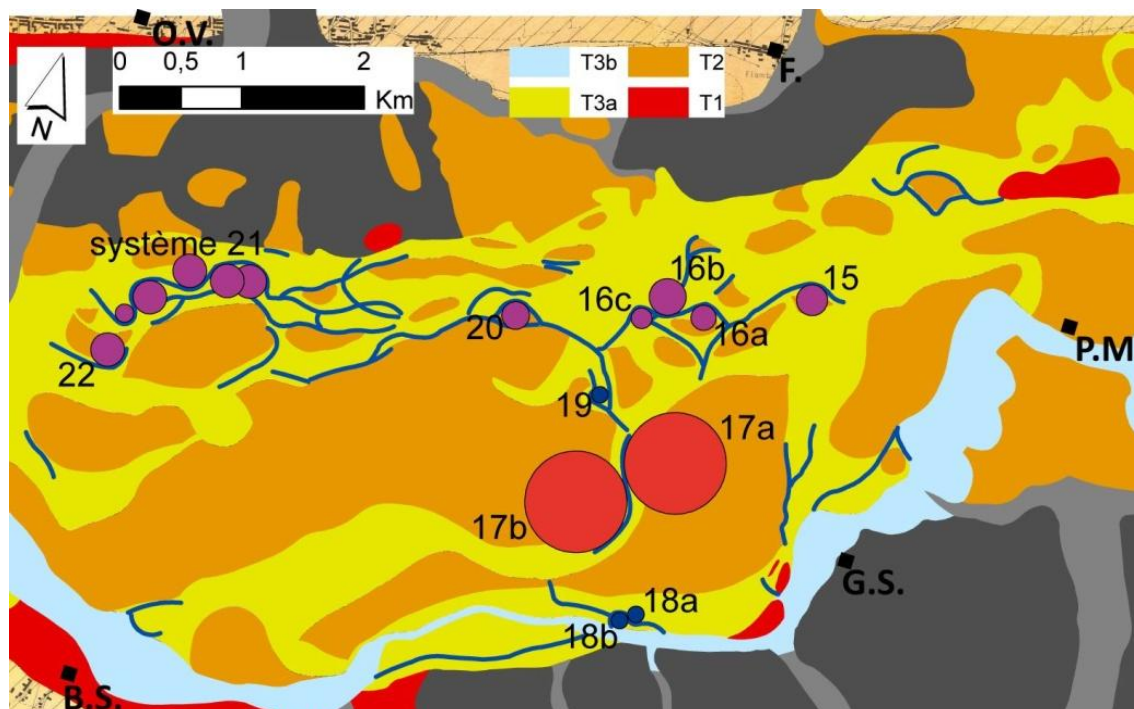


Figure IV-21. Localisation des cercles tangents dans le secteur central.

Cercles bleus : boucles réattribuées à la Vieille-Seine, cercles violets : boucles réattribuées à une Vieille-Seine ancienne et cercles rouge : boucles déconnectées de la Vieille-Seine de grande taille.

La gamme des valeurs de R_c est tout à fait comparable à celle de la zone amont, toutefois, la distribution est légèrement différente. Nous retrouvons les faibles valeurs associées à la famille de la Vieille-Seine « amont » (boucles 18 et 19), un groupe de valeurs (8) entre 125 et 150 m et deux valeurs égales à 425 m (boucles 17a et 17b).

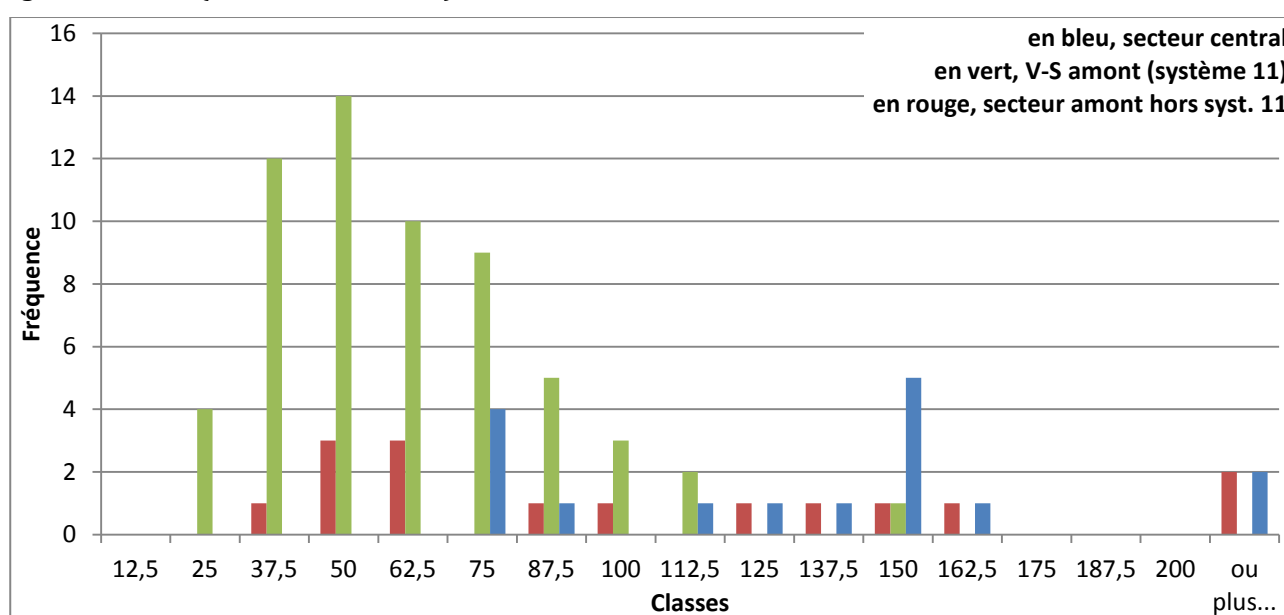


Figure IV-22. Histogramme de fréquence des rayons de courbures des tracés de la zone centrale et de la zone amont.

L'analyse des R_c et des autres paramètres géométriques nous conduit à identifier :

- des R_c 75 m en faible nombre, pour lequel nous n'avons pas de longueur d'onde mesurée. Ces valeurs sont comparables aux faibles valeurs de la zone amont ;
- des R_c autour de 150 m représentés par un train de méandres continu et quelques boucles plus isolées. Les valeurs calculées et mesurées sont tout à fait en accord, probablement en raison du grand nombre de données. On notera qu'en prenant en compte la variabilité naturelle, que les valeurs de ces deux familles se recouvrent ;
- les R_c de 425 m représentés par 2 boucles, correspondent aux valeurs de la famille 4 observée sur T2 et réattribuée à T1 (Figure IV-23).

Tableau IV-13. Paramètres géométriques des tracés du secteur central.

Géométrie mesurée			Géométrie calculée		
R_c (m)	λ (m)	W (m) carte géomorphologique	λ (m)	λ retenu	W_{kbf} (m)
Boucles 18-19					
75 (nb.=3)		31 (nb.=5)	340	340	33
Système relativement continu (15-21 hors 17, 18, 19)					
111±32 (nb.=14)	550 (nb.=4)-	29±3 (nb.=27)	503	500	47
Boucles 17a, b					
425 (nb.=2)	1 008 (nb.=1)	48±7 (nb.=34)	1 925	1 900	155

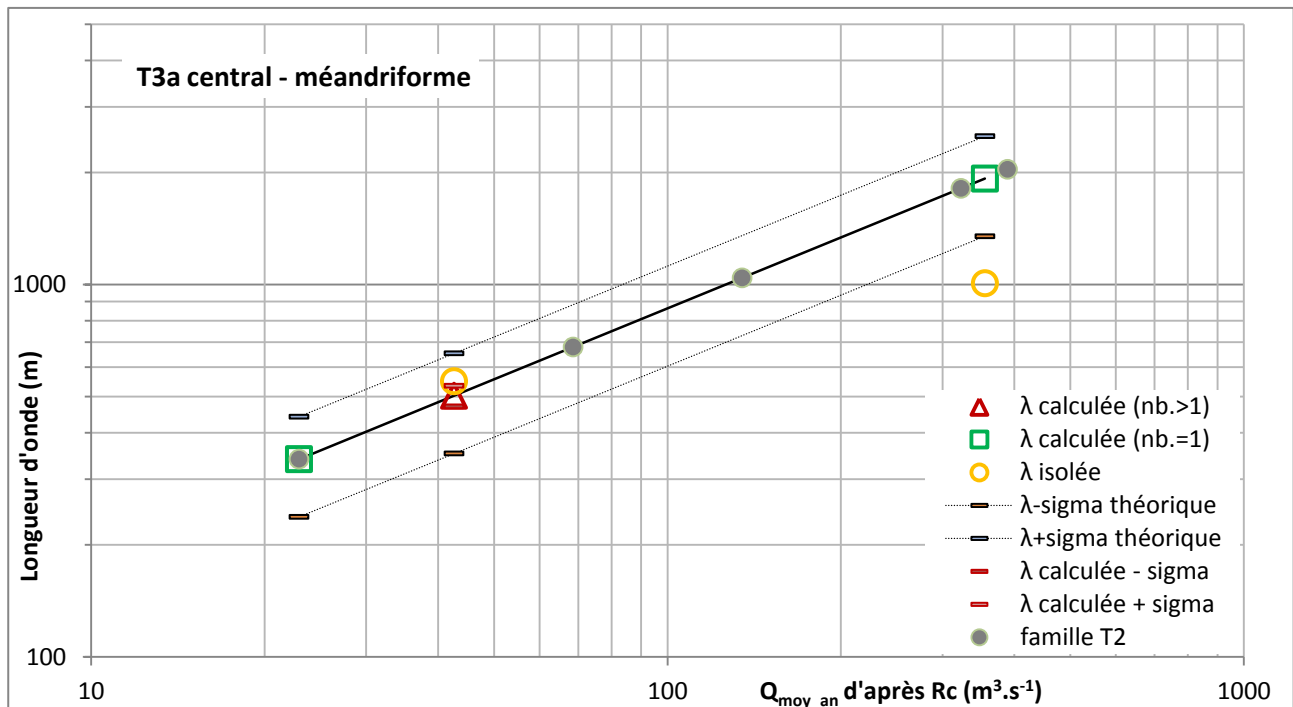


Figure IV-23. Représentation graphique des différents résultats de mesures et calculs des λ dans la nappe T3a dans la zone centrale.

La comparaison des largeurs mesurées avec celles estimées, montre un excellent accord pour les faibles R_c alors que pour les forts R_c , les largeurs mesurées sont près de 50 % plus faibles que celles estimées. Ce dernier résultat peut correspondre soit à une boucle de taille anormale, ou comme dans le cas de T2 à des traces de chenaux de T1 préservés sur une surface d'érosion de T1 au niveau de T3a.

Dans la zone centrale, nous avons identifié deux valeurs de R_c attribuées à T3a, qui peuvent appartenir à la même famille.

IV.3.2.3 La zone aval de Bray-sur-Seine à La Tombe

Dans ce secteur, les tracés sont très nombreux et constituent un chevelu aux orientations diverses et aux intersections nombreuses. Nous retrouvons les tracés méandriformes aux boucles bien développées le long du cours de la Vieille-Seine « aval », qui est nommée après sa confluence avec l'Auxence (affluent de taille modeste provenant du versant nord) du nom de ce dernier. Entre la confluence et Châtenay-sur-Seine, le tracé devient nettement plus sinueux et l'on retrouve des méandres bien formés à l'aval de Châtenay-sur-Seine jusqu'à la confluence avec la Seine actuelle. Il convient de noter que la partie Vieille-Seine « aval » n'est alimentée que lors des périodes de haute eaux de la Seine alors que le tronçon à l'aval de la confluence avec l'Auxence est alimenté en permanence par ce petit cours d'eau très modeste. Pour tenir compte de ces particularités, nous avons divisé la Vieille-Seine « aval »-Auxence en 4 tronçons :

- tronçon amont (système 23) : la Vieille-Seine « aval » au tracé nord-sud, très méandriforme entre la Seine actuelle et Vimpelles ;
- tronçon central amont (système 25) : la Vieille-Seine « aval » au tracé NE-SO, très méandriforme entre Vimpelles et la confluence avec l'Auxence ;
- tronçon central aval (système 37) : tracé méandriforme au sud de Châtenay-sur-Seine ;
- tronçon aval (système 38 et 40) : tracé méandriforme à l'amont de Marolles-sur-Seine (M.S.).

Les autres boucles forment des trains de méandres allant de 3 à 5 boucles (système 29, 32 et 35) ou sont isolées (boucles 24, 26 à 28, 31 et 33 à 36 et 39).

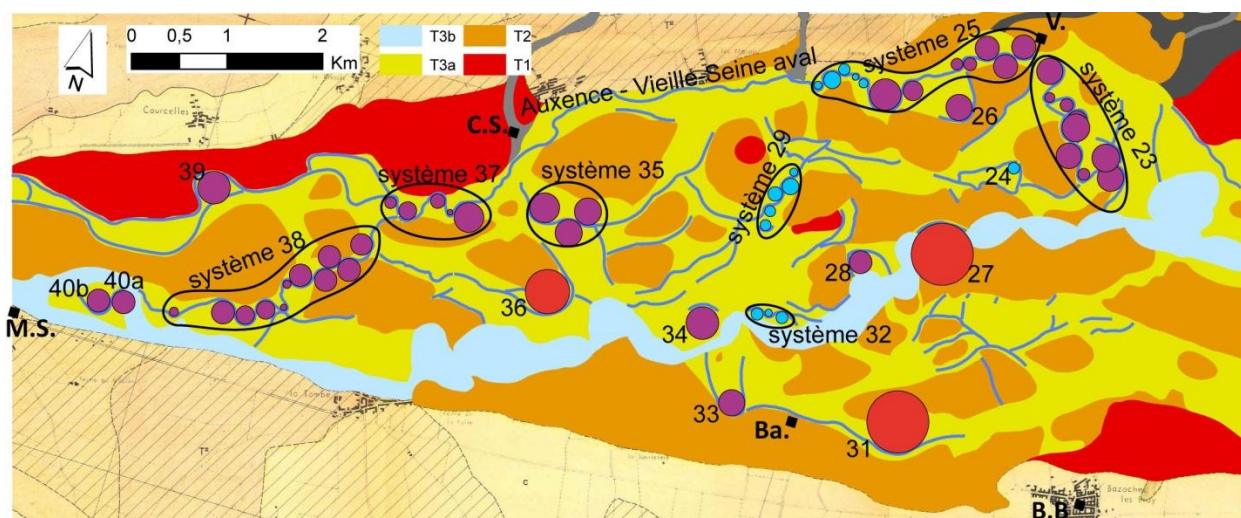


Figure IV-24. Localisation des cercles tangents dans le secteur aval.
Replacer les villes – échelle et aussi les systèmes 23-25-37-38 de la V-S.

L'histogramme des rayons de courbure de l'ensemble des boucles (n=59, Figure IV-25) montre une distribution bimodale avec un premier mode autour de 55 m et un second autour de 130 m. Seulement trois valeurs sont au-delà de 200 m, avec une à 250 m et les deux autres à 325 m.

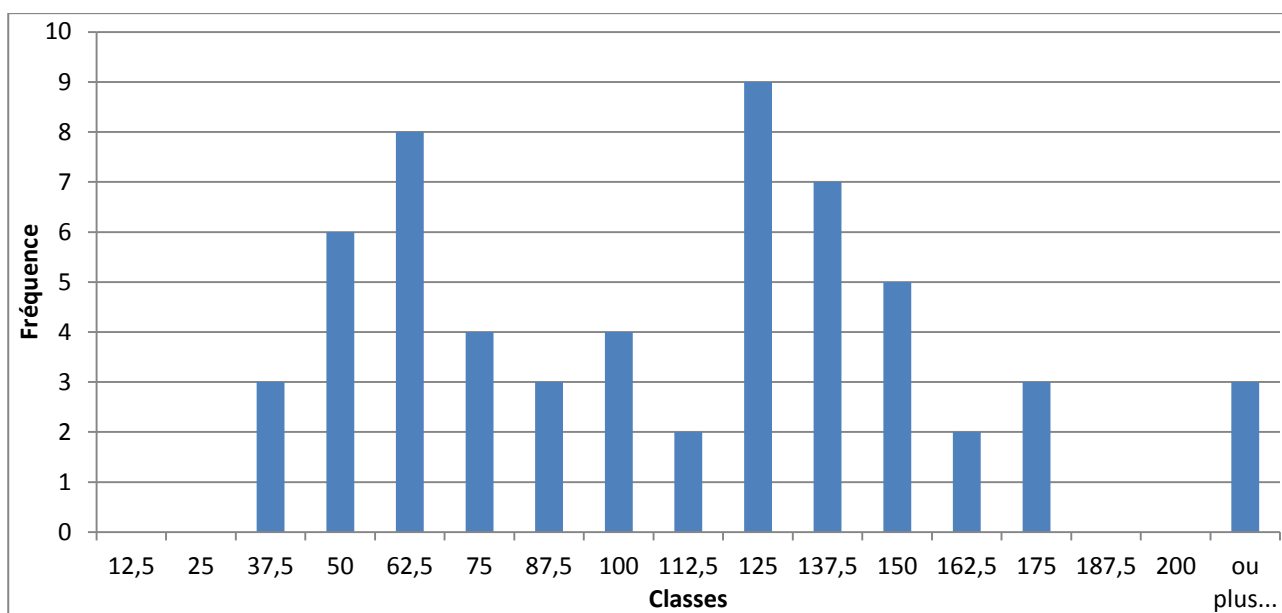


Figure IV-25. Histogramme de fréquence des rayons de courbures des tracés de la zone aval.

Les valeurs de R_c identifiées dans la partie aval sont tout à fait cohérentes avec celles des secteurs amont et centraux, avec une majorité des valeurs inférieure à 150 m. Nous retrouvons ainsi la famille de la Vieille-Seine « Amont », avec les R_c autour de 56 m, puis celle autour de 130 m et enfin de très larges valeurs de R_c supérieures à 200 m, une à 250 m et deux à 325 m.

Tableau IV-14. Paramètres géométriques des tracés du secteur aval.

Géométrie mesurée			Géométrie calculée		
R_c (m)	λ (m)	W (m) carte géomorphologique	λ (m)	λ retenue	W_{bkf} (m)
Modes 1 et 2					
56 (nb.=12)	269±43 (nb.=5)	29±3 (nb.=27)	254	250	26
131 (nb.=16)	484±91 (nb.=12)		593	600	54
Boucles isolées 36					
250 (-) (nb.=1)	-	31 (nb.=6)	1 132 (-)	1 100	97
Boucle isolée 31, 27					
325 (-) (nb.=2)	-	55 (nb.=10)	1472	1 470	122

La projection de ces données sur le diagramme général des données T2 et T3a, (Figure IV-26) montre que les grandes longueurs d'ondes sont attribuables à la famille 3 de T2 réattribuée à T1, les autres valeurs se répartissent entre les familles A et B identifiées dans les secteurs amont et central.

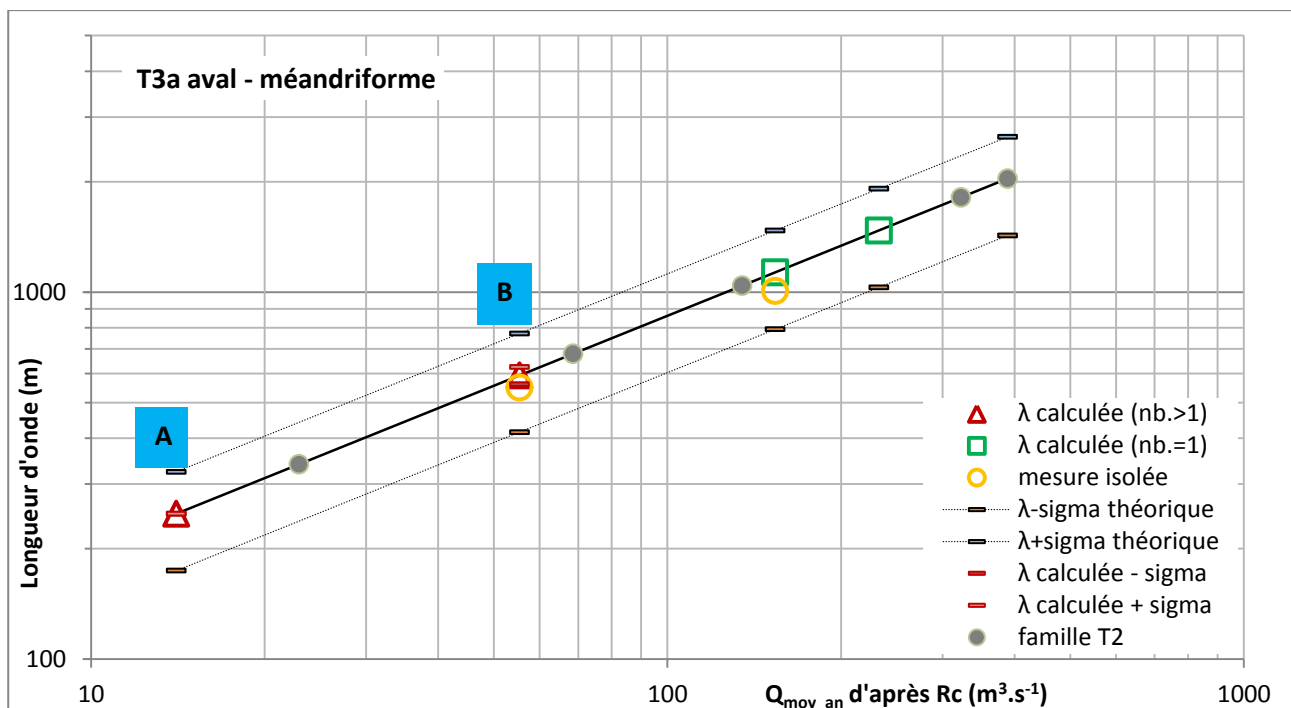


Figure IV-26. Représentation graphique des différents résultats de mesures et calculs des λ dans la nappe T3a dans la zone aval.

Nous remarquons que les valeurs des longueurs d'ondes des familles A et B associées à T3a sont comparables à celles des familles 1 et 2 associées à T2.

L'existence d'un long train de méandres le long du système Vieille-Seine/Auxence (37 boucles), nous a conduits à mener une analyse distinguant les différents tronçons identifiés précédemment (Figure IV-27).

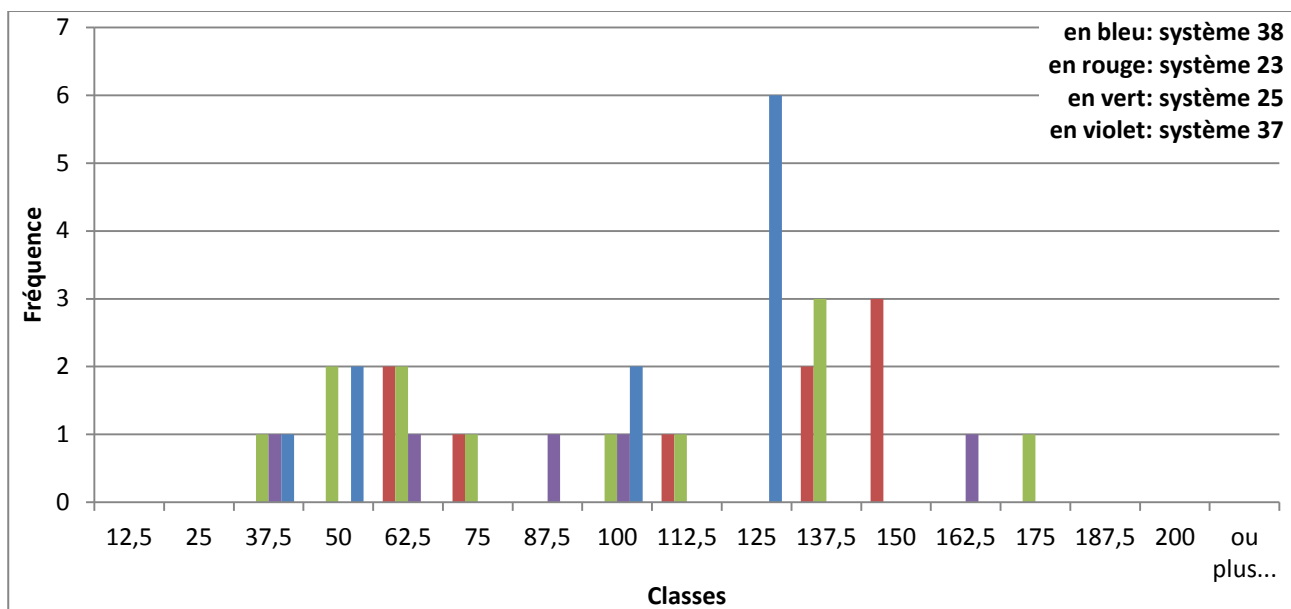


Figure IV-27. Histogramme de fréquence des rayons de courbures des tronçons de la Vieille-Seine « aval » et de l'Auxence.

Nous retrouvons ainsi dans la zone aval, des portions de tracés dont les valeurs des rayons de courbure :

- R_c 55 m sont représentés sur des portions du réseau Vieille Seine « aval »/Auxence ainsi que sur des trains de méandres isolés dont la répartition spatiale montre qu'il y a eu au moins trois tracés possédant des méandres bien développés de cette taille ;

- R_c 130 m s'observent essentiellement sur les portions amont et aval du tracé Vieille-Seine « aval »/Auxence et sur quelques boucles isolées qui là encore suggèrent qu'il a existé au moins deux tracés correspondant à ces conditions hydrauliques.

Le fort recouvrement entre les domaines des longueurs d'onde correspondant à ces deux R_c fait qu'ils peuvent représenter la variabilité au sein du même régime hydraulique.

IV.3.2.4 Discussion

L'analyse des tracés des paléochenaux présents à la surface de la nappe T3a, nous a permis de distinguer les tracés appartenant à cette nappe de ceux hérités de dynamiques fluviales plus anciennes T2 et T1. Les larges boucles de méandres (R_c supérieur à 200 m) sont réattribuées à des tracés plus anciens appartenant aux nappes T2 ou T1 sur la base de deux critères, i) la préservation sélective des portions de tracés correspondant aux profondeurs maximales des chenaux, les apex des boucles de méandres et ii) des largeurs de tracés très inférieures à celles attendues interprétées comme des sections tronquées. Les tracés appartenant à T3a se distinguent eux par des longueurs conséquentes, et des largeurs mesurées en accord avec les largeurs calculées.

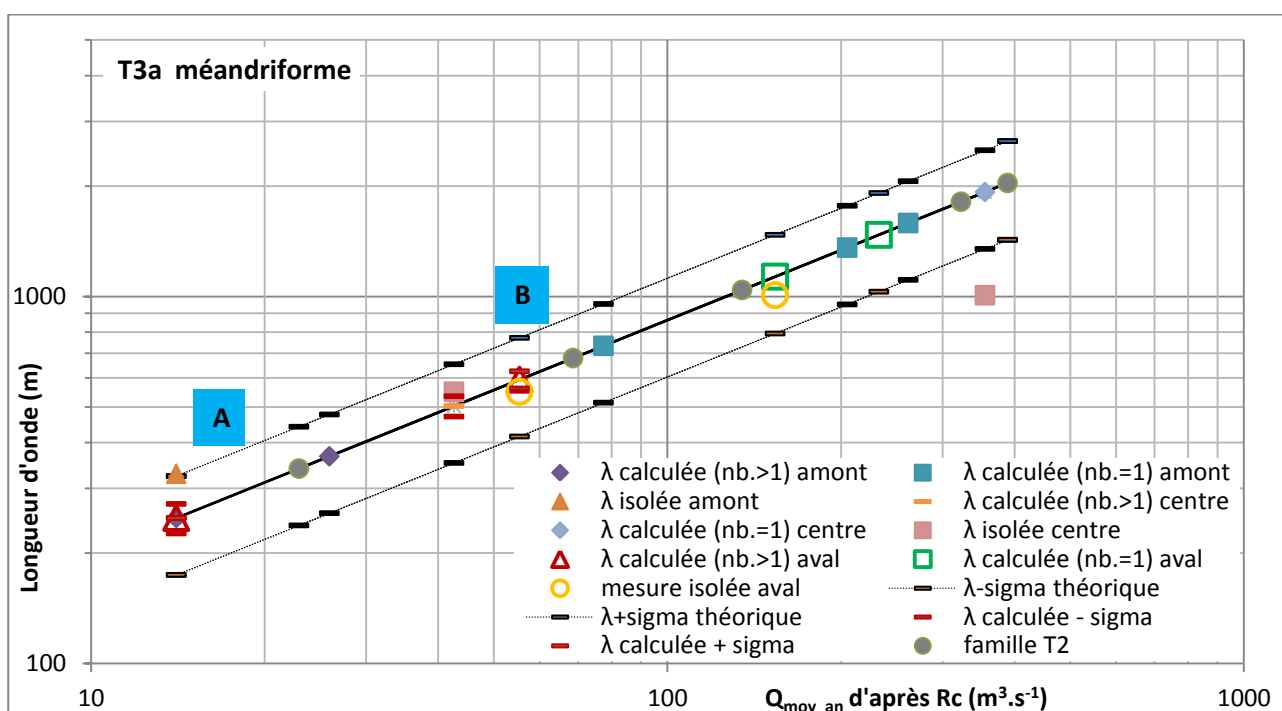


Figure IV-28. Représentation graphique de l'ensemble des résultats de mesures et calculs des λ sur la nappe T3a.

Dans la nappe T3a, sur la base des tracés comportant de nombreuses boucles de méandres, nous proposons de reconstituer deux régimes hydrauliques pendant lesquels le cours de la Seine a pu développer un cours méandriforme mature (Tableau IV-15).

Tableau IV-15. Tableau récapitulatif des paramètres géométriques et hydrologiques des familles A et B identifiées sur la nappe T3a.

Familles		Géométrie chenal (calculée à partir de λ)			Paramètres hydrologiques (calculés à partir de W_{bkf} et R_c)		
R_c (m)	λ (m)	W_{bkf} (m)	D_{bkf} (m)	D_{bkf_apex} (m)	Q_{bkf} ($m^3.s^{-1}$)	Q_{max} ($m^3.s^{-1}$)	Q_{moy_an} ($m^3.s^{-1}$)
55-75	250-350	23-31	1,2-1,5	2,1-2,8	35-67	71-108	15-23
130	600	50	1.8	2.1	187	231	55

La **première famille (A)** de longueur d'onde comprise entre 250-350 m, est en fait composée de deux ensembles de données qui semblent suggérer qu'il y ait pu avoir deux régimes distincts, l'un donnant des longueurs d'ondes à 250 m et l'autre à 350 m. Les tracés de la Vieille Seine « amont » et les tracés 31, 27 et 36 à l'aval sont ceux sur lesquels la valeur à 250 m est la plus clairement identifiée. La

seconde famille se retrouve essentiellement sur le secteur aval. Les tracés associés à ces deux régimes sont relativement continus, parfois jusqu'à la dizaine de kilomètres (Vieille-Seine « amont », Vieille-Seine « aval »/Auxence). Leur répartition spatiale, montre qu'il a existé au moins deux tracés matures sur l'ensemble de la vallée et peut être un troisième à l'aval. Dans la zone centrale, le très faible nombre de boucles appartenant au régime le plus faible peut être interprété comme une oblitération de l'ancien tracé par le cours actuel de la Seine. Les boucles appartenant à l'autre régime sont mieux préservées car situées vers la bordure nord de la plaine alluviale.

Les faibles débits correspondants à ces tracés pourraient traduire un système anastomosé dans lequel les débits de la Seine auraient été répartis entre différents bras. L'analyse des systèmes sinueux montre qu'ils présentent des largeurs de taille similaire à celles des tracés méandriformes. Or nous avons vu que malgré les incertitudes associées à la qualité du dessin et à la mesure, ces largeurs reflètent bien les largeurs attendues des tracés appartenant à la nappe. Nous proposons d'interpréter ces tracés, qu'ils soient méandriformes ou sinueux, comme des tracés d'une paléo-Seine. Ceux-ci reflètent un système présentant de nombreuses avulsions, plus fréquentes lors des tracés sinueux qui n'ont pas eu le temps d'évoluer. Leur nombre assez important dans la partie aval souligne au niveau de T3a, tout comme au niveau de T2 la spécificité de la zone aval dans laquelle les avulsions sont très nombreuses, la limite entre les deux domaines, peut-être là encore placée à l'aval de Port-Montain.

La seconde famille (B) de longueur d'onde retenue 600 m est présente sur les secteurs central et aval avec une mesure sur le secteur amont. La disparité dans la distribution de ces tracés suggère qu'une partie a été effacée par la bande active de la Seine actuelle.

L'analyse des paramètres géométriques des tracés nous a permis de restituer deux régimes hydrauliques ayant conduit au développement de méandres matures et une période de mobilité du tracé avec la mise en place d'un système sinueux qui balaie l'ensemble de la plaine alluviale. Elle suggère également que les cours de la Vieille-Seine « amont » et « aval » ne sont pas strictement synchrones, celui de la Vieille-Seine « aval » étant plus composite que le tracé amont du fait des nombreuses avulsions qui ont donné naissance dans le domaine aval à plusieurs tracés méandriformes matures aux caractéristiques correspondant à celles de la Vieille-Seine « amont ».

IV.3.3 Synthèse

Les données de surface ne nous donnent pas accès aux dépôts de comblement des incisions mais seulement aux phases de remaniement des surfaces. L'analyse des tracés de chenaux préservés à la surface des différentes nappes alluviales a permis de restituer plusieurs régimes hydrauliques associés à chacune des nappes alluviales, d'en quantifier les débits et d'en caractériser le style, méandriforme ou sinueux.

Tableau IV-16. Tableau récapitulatif des différentes caractéristiques de l'ensemble des paléo-tracés identifiés à la surface des nappes alluviales.

Surface identification		Attribution Nappe et critères			Paramètres géométriques et hydrauliques				
		Nappe	Continuité tracés	$W_{mesurée}$ vs $W_{calculée}$	Rc (m)	λ (m)	W_{bkf} (m)	D_{bkf} (m)	$Q_{moy.an}$ ($m^3.s^{-1}$)
Nappe T1									
Famille 4	T2	T1	boucles isolées	<<	400-450	1 800-2 000	134-147	3,8-4,3	323-390
Famille 3	T2	T1		<<	230	1100	87	2.7	134
Nappe T2									
Famille 2	T2	T2	boucles isolées ou train de quelques boucles	<	150	700	58	2	69
Famille 1	T2	T2		≤	75	350	31	1.3	23
Sinueux 1	T2	T2	moyenne	-	-	-	38	-	-
Nappe T3a									
Famille A	T3a	T3a	grande	=	55-75	250-350	23-31	1,2-1,5	15-23
Famille B	T3a	T3a	grande	=	130	600	50	1,8	55
Sinueux A	T3a	T3a	moyenne	-	-	-	-	-	-

IV.4 Enregistrement par le cours de la Seine des fluctuations climatiques depuis 140 ka

Dans les paragraphes précédents, nous avons identifié et analysé les différentes traces des paléochenaux et en avons déterminé les paramètres géométriques ainsi que les régimes hydrauliques associés. Nous souhaitons maintenant les replacer dans un cadre chronologique le plus fin possible afin d'explorer les relations qui peuvent exister entre les variations de débit et les fluctuations climatiques.

IV.4.1 Chronologie des systèmes identifiés

Nous disposons, pour retracer la chronologie des systèmes, de plusieurs outils permettant de définir des âges relatifs ou absolus. La stratigraphie des différentes nappes que nous avons utilisée jusqu'ici repose sur des datations ESR pour les nappes les plus anciennes et des datations C14 pour les dépôts les plus récents. La présence de nombreux sites archéologiques dans la plaine de la Bassée et sur les plateaux environnants permet d'affiner le cadre stratigraphique qui sera complété par des datations acquises au cours de ce travail.

IV.4.1.1 Apport des données archéologiques à la stratigraphie fine des paléo tracés

Au moins 42 sites archéologiques ont été identifiés dans la plaine alluviale de la Bassée, en prenant en compte la zone légèrement à l'aval de la confluence de l'Yonne avec la Seine. Les datations reposent sur des méthodes absolues (essentiellement ^{14}C et U/Th) ou des méthodes plus relatives (styles des constructions, des poteries...) par comparaison avec des âges absolus obtenus pour ces artefacts sur d'autres sites.

Les datations obtenues par l'analyse de sites archéologiques situés dans la plaine de la Bassée et dans les zones avoisinantes nous renseignent sur l'occupation du territoire par les hommes (traces d'implantations d'habitations, sépultures, aménagements portuaires) donnant ainsi un âge minimum à certains dépôts.

Nous avons réuni des données sur une soixantaine de sites (annexe C) couvrant une période allant du Pléni-glaciaire à nos jours soit du Paléolithique à l'époque Gallo-romaine (Figure IV-29).

AGE AV. J-C	INDUSTRIES ET MILIEU DE VIE	SITES	PERIODES	
-6000	-AGRICULTURE ET SÉDENTARISATION- microlithes TEMPÉRÉ FORÊT	YONNÉ NOYEN ST PIERRE-NEMOURS BUTHIERS	RUBANE	NEO-
-9000	FROID STEPPE R		TARDENOISIEN	MESO- LITHIQUE
-12000	FROID STEPPE R outils sur lames	PINCEVENT MAROLLES	MAGDALENIEN	PALEOLITHIQUE SUPERIEUR
-35000	-HOMO SAPIENS- DOUX HUMIDE FORÊT STEPPE FROID outils sur éclats	NEMOURS GROTTE D'ARCY	PERIGORDIEN	PALEOLITHIQUE SUPERIEUR
-100000	FROID outils sur éclats biface FORÊT TEMPÉRÉ CHAUD STEPPE TRÈS FROID	PLAUX GROTTE SENCRAIS D'ARCY SURVILLE PROVINS (GRAVIÈRES) LA CELLE/SEINE GRAVIÈRES MAROLLES, GRAYON CHATENAY, BALLOY (?)	MOUSTERIEN	MOYEN
-200000	-HOMME DE NÉANDERTHAL-		ET TRADITION ACHEULEENNE	PALEOLITHIQUE

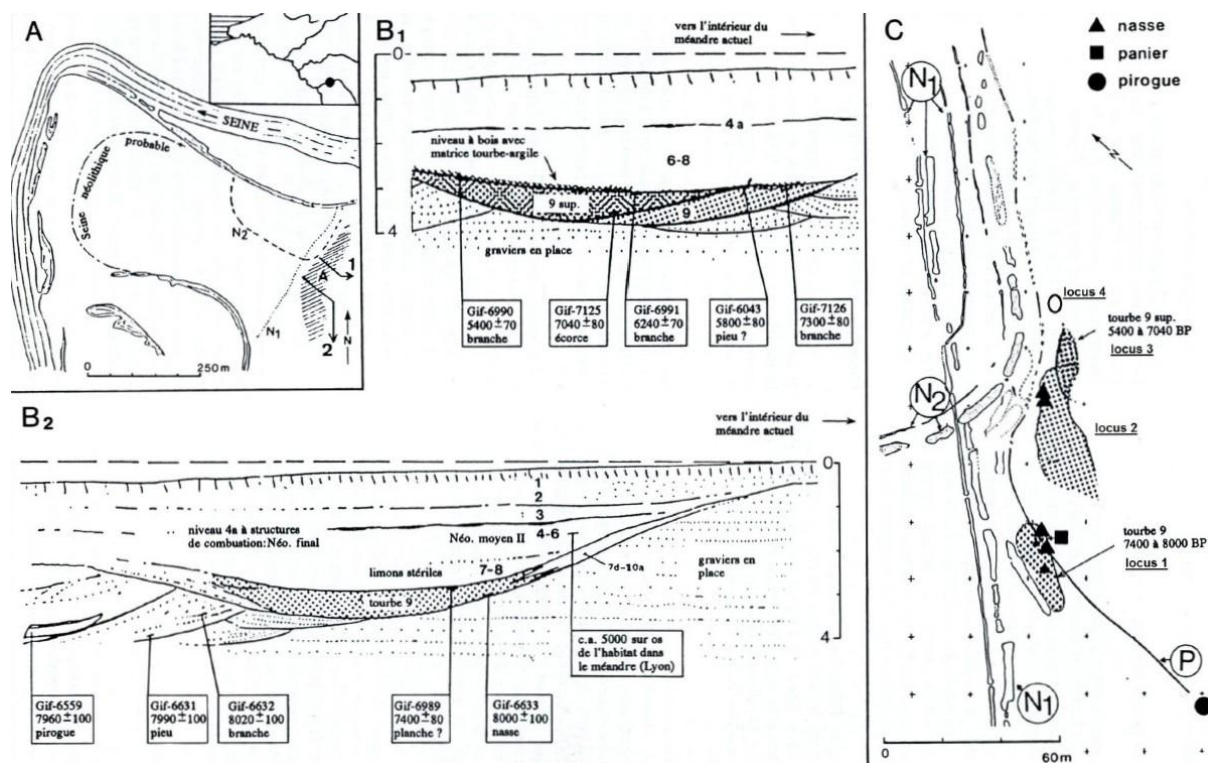
Figure IV-29. Limites régionales des périodes archéologiques simplifiées de la préhistoire ancienne à partir de l'avant-dernière glaciation (Mordant, 1992).

Les sites archéologiques les plus anciens datent du paléolithique avec des âges compris entre 17 000 et 12 000 ans cal. BP (Alix et al., 1993). Ils se situent au sud de Montereau-fault-Yonne, à l'est et au sud-est de Marolles-sur-Seine (M.S.). Ces sites se trouvent à la limite de la nappe T1/T1 ainsi que sur T1. Ces traces d'occupation sont très nettement postérieures à l'âge du dépôt de ces nappes.

Les sites suivants appartiennent au Mésolithique (10 000 BP-7 800 BP) et Néolithique (6 000 BC-2 500 BC). Les populations se sont installées sur l'ensemble de la plaine alluviale y compris sur ses épaulements où l'on retrouve des sites archéologiques sur différentes nappes alluviales soit en allant de l'aval vers l'amont :

- à l'aval de Montereau-Fault-Yonne, dans les environs de Marolles-sur-Seine sur les nappes TII et T1 [industrie lithique du Néolithique, tradition Danubienne et technique du Cerny, (Augereau, 1996)] ;
- au sud-est de Balloy (Ba.) sur la nappe T2 [technique du Cerny, (Augereau, 1996)] ;
- à l'ouest de Grisy-sur-Seine (G.S.) sur la nappe T2 [technique du Cerny, (Augereau, 1996)] ;

- à Noyen-sur-Seine, à l'ouest de Port Montain (P.M.) à la limite de la nappe T2 et T3b [pirogue, pieu, nasse à poissons, planche et branche datées du Mésolithique et Néolithique, Figure IV-30 (Mordant, 1992; Mordant et al., 2013)].



Les sites archéologiques de l'âge du Bronze (2 500 BC-750 BC), présents en plus grand nombre, se trouvent indifféremment sur les nappes T1, T2 et T3b, dans la partie aval de la plaine alluviale.

Les sites de l'âge du fer (750 BC-50 BC) ainsi que les sites plus récents sont moins nombreux et nettement postérieurs à la mise en place des nappes alluviales.

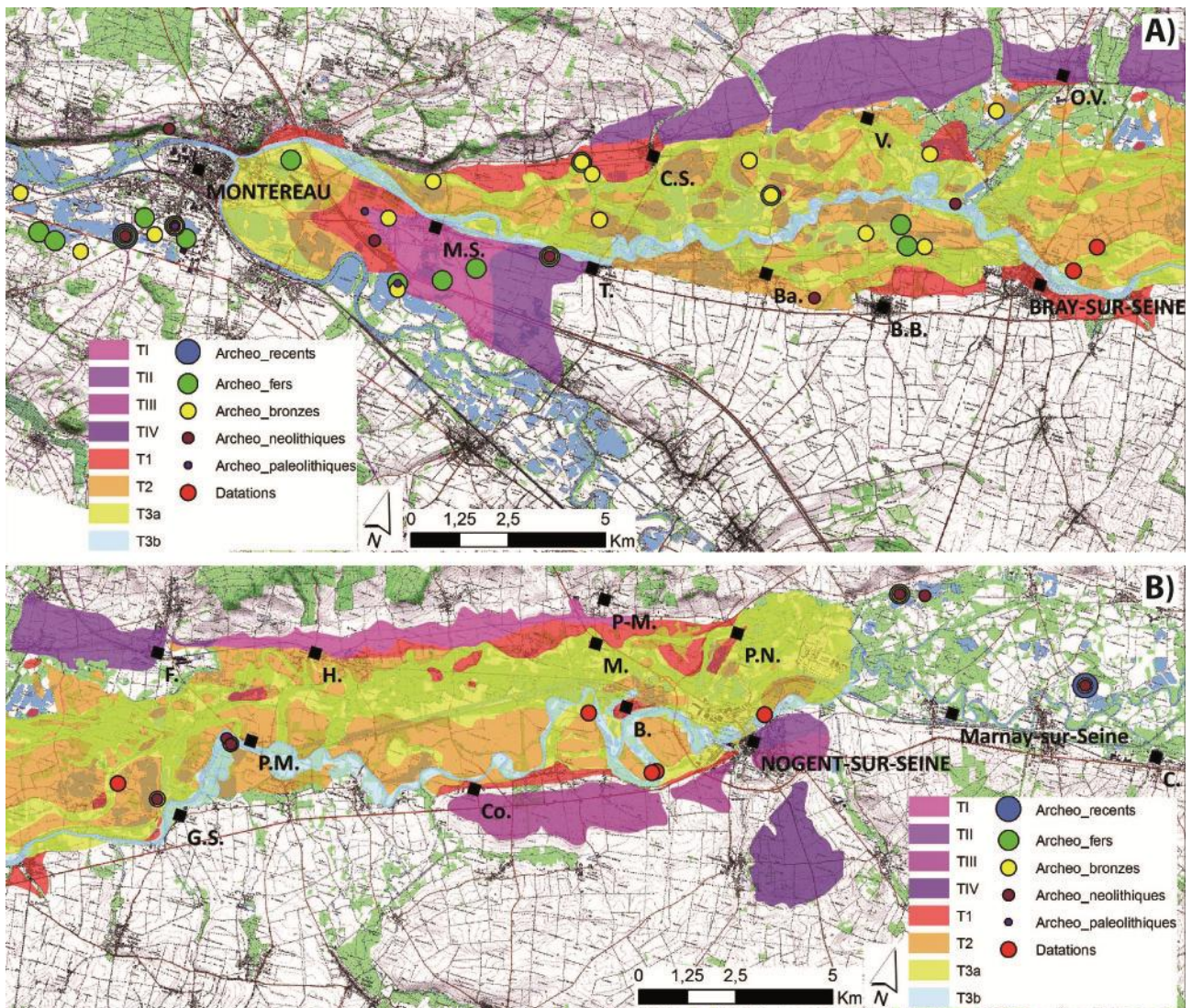


Figure IV-31. Localisation des sites archéologiques et des sondages à la tarière qui ont permis la datation de matière organique.

A) Zone aval de la plaine alluviale de la Bassée, B) Zone amont. Toutes les datations ont été faites sur des échantillons récupérés à la tarière à main.

Ces données archéologiques nous apportent des informations sur l'âge de la surface supérieure de T2 qui a été occupée à partir d'au moins 8 000 ans BP, indiquant que l'incision de T3a avait eu lieu avant cette période pour que le sommet de la nappe T2 soit à l'abri des hautes eaux et que les populations puissent être dans des zones sèches.

IV.4.1.2 Datations du remplissage alluvionnaire

Les données archéologiques nous fournissant des informations essentiellement sur les surfaces des nappes alluviales à l'exception du site de Port Montain, nous avons fait analyser des fragments de bois ainsi que de la matière organique totale présents dans le remplissage alluvionnaire. Nous avons prélevé dans les terrasses T2, T3a et T3b à l'aide d'une tarière ou dans des sondages carottés (Figure IV-31).

Sur le terrain, les échantillons ont été prélevés à la tarière à main jusqu'à une profondeur maximale de 2,40 m. Parmi les 33 sondages à la tarière réalisés 20 nous ont apporté des informations auxquelles viennent s'ajouter les trois forages réalisés pour l'implantation de piézomètres [exemples de log de sondages fournis en annexe [coupes d'un méandre abandonné aux sud-ouest de Nogent-sur-Seine (Figure IV-31), 14 sondages à la tarière, annexe C]].

La majorité des sondages ont été implantés sur T2. Les âges obtenus sont compris entre 13 600 et 2 900 cal. BP (Tableau IV-17). Ces âges sont en accord avec les données archéologiques qui montrent des occupations de la surface de la nappe à partir de 8 000 BC, les âges acquis au cours de ce travail indiquent une mise en place de la nappe T2 au moins à partir de 13 000 ans cal. BP, datation obtenue dans une forme chenalisée comblée de sédiments sablo-graveleux.

Tableau IV-17. Datations radiocarbone effectuées sur des échantillons obtenus à la tarière à mains dans la plaine de la Bassée.

n correspond au nombre d'intersection entre les âges radiocarbone et la courbe de calibration (à 95 % de probabilité), ces âges sont fournis ainsi que les rapports d'analyses dans l'annexe C.

Nom d'échantillon (*fragment de MO, **sédiment total)	Profondeur d'échantillon	Localisation	Datation âge radiocarbone (cal. BP ans)	Nappe
FEITA_220-240*	220-240 cm	Ferme d'Isle (gravière) Grisy-sur-Seine	13 650±90 (n=1)	T2
GPT_02_105-130*	105-130 cm	Grand Peugny, Mouy-sur-Seine	10 375±120 (n=2)	Dans T2 sur un tracé sinueux
Site Le Vergeron (Profil tarière), Nogent-sur-Seine				
PTA_05_210-225*	210-225 cm	Le Vergeron	7 455±30 (n=1)	Dans T3b réattribuée à T2 méandre bien développé
PTA_05_160-185*	160-185 cm	Le Vergeron	6 165±125 (n=4)	Dans T3b réattribuée à T2 méandre bien développé
PTA_03_95-110*	95-110 cm	Le Vergeron	2 875±80 (n=2)	Dans T3b réattribuée à T2 méandre bien développé
HDV_06_90-110**	90-110 cm	Le Haut de Vez, Bray-sur-Seine	2 930±30 (n=1)	Dans T3a réattribuée à T2 méandre bien développé
LMTP_150-175*	150-175 cm	La Motte Tilly (petit méandre), Courceroy	880±75 (n=3)	Dans T3b (réattribuée à T3a Vieille Seine « amont »)
ECN_01_115-130*	115-130 cm	Ecluse, amont de Nogent-sur-Seine	140±30 (n=3)	Dans T3b (réattribuée à T3a vieille Seine « amont »)

Nous avons pu, grâce aux datations effectuées, estimer un âge minimal de la nappe T2 à l'ouest de Grisy-sur-Seine dans la gravière de la Ferme d'Isle (A2C granulats) d'au moins 13 600 ans cal. BP.

IV.4.2 Stabilité des tracés

La présence de plusieurs tracés méandriformes évolués montre que les paléo tracés de la Seine ont, pour certains, été stables sur des périodes de temps assez longues pour permettre le développement de boucles de méandres bien allongées.

Afin d'évaluer la vitesse de migration des boucles de méandres, nous avons choisi de nous appuyer sur les données de la Seine historique, entre 1824-1830 (années d'établissement de la carte d'état-major) et 1949 (date précédant les grands aménagements du bassin versant de la Seine) afin d'étudier l'évolution des méandres de la Seine : sens de migration, la géométrie adoptée et vitesses de migration.

Ce paragraphe sur la stabilité des tracés est en partie repris des travaux de deuxième année de master de Julien Amestoy (Amestoy, 2014). J'en profite également pour le remercier de son aide.

IV.4.2.1 Méthode d'évaluation des vitesses de migration

L'analyse repose sur une comparaison des tracés du cours de la Seine entre deux périodes pour lesquelles nous disposons de données fiables. Le document initial est composé des dalles de la carte d'état-major établie entre les années 1824 et 1830 (référéncées sur Géoportail comme cartes d'état-major 1 :40 000 de 1866) et le document final de photos aériennes (Géoportail, mission de 1948-1949). Ce jeu de photos aériennes correspond à la dernière mission couvrant l'ensemble de la plaine

de la Bassée avant que les effets de l'anthropisation ne soient trop prononcés par l'aménagement des lacs réservoirs, la rectification des tracés ainsi que les gravières.

Après géoréférencement sous SIG de ces documents, nous avons évalué les distorsions induites lors du géoréférencement en comparant la position de points stables (monuments, carrefours routiers,...) qui nous a conduit à éliminer les deux dalles de la carte d'état-major correspondant à la partie aval de la plaine de la Bassée (confluence Seine-Yonne de Montereau-Fault-Yonne à Bray-sur-Seine).

Lors de la comparaison des tracés nous avons constaté des déformations localisées identifiées à partir d'éléments fixes (croisements, bâtiments remarquables). Celles-ci induisent des différences notables entre les cours de la Seine des années 1830 et celui de la Seine de 1949 qui peuvent être de l'ordre de plusieurs centaines de mètres (Figure IV-32) Ces zones n'ont pas été retenues dans la détermination des vitesses de migration car nous ne pouvons faire la part entre déformation liée à la projection et déplacement par migration.

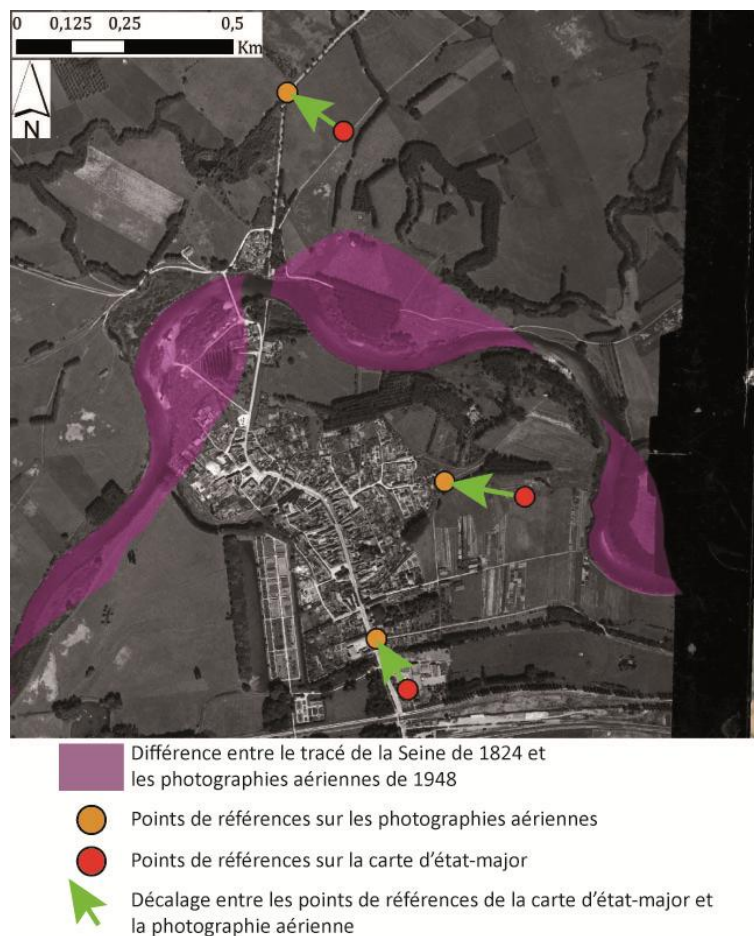


Figure IV-32. Exemple de différence entre la carte d'état-major et les photographies aériennes dans les environs de Pont le Roi.

L'estimation du déplacement des méandres au cours du temps s'appuie sur l'évolution spatiale d'une ligne remarquable du chenal au cours d'une période donnée. Deux méthodes permettent de calculer cette vitesse de migration (Figure IV-33) :

- la **méthode des transects** (Figure IV-33, a), repère les changements de position de la **ligne centrale du chenal** (O'Connor et al., 2003). Des sections transversales sont positionnées le long de la rivière pour lesquelles la position du chenal principal est déterminée. Les transects sont distants d'un intervalle égal à la largeur à pleins bords du cours d'eau, afin de s'assurer de la précision et de la qualité de la mesure. L'évolution spatio-temporelle de deux chenaux principaux peut ainsi être mise en avant par la mesure de la distance les séparant. Cette méthode ne nécessite pas l'utilisation de logiciels de systèmes d'informations géographiques mais réduit les possibilités d'analyse ;

- la **méthode des polygones** (Figure IV-33, b), consiste à travailler sur les déplacements de la **berge concave du chenal** principal et de superposer les différents tracés afin de calculer les surfaces comprises entre les deux tracés (Hooke, 2007). La digitalisation sur SIG permet de réaliser rapidement les opérations souhaitées, c'est la méthode que nous avons retenue.

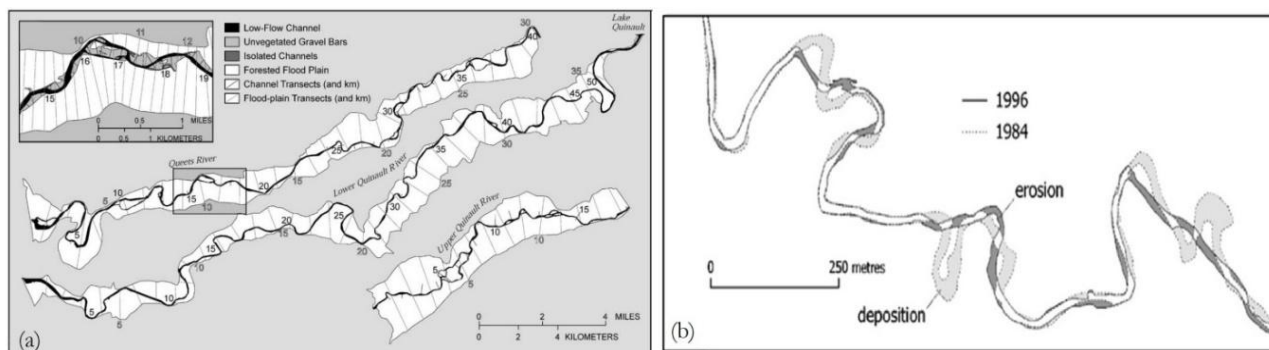


Figure IV-33. Détermination de la migration des méandres d'un cours d'eau selon la méthode des transects et la méthode des polygones.

(a) la méthode des transects, exemple sur la rivière Quinault, Washington, USA (O'Connor et al., 2003), (b) la méthode des polygones, exemple sur la rivière Dane, Cheshire, Angleterre (Hooke, 2007).

Dans la méthode des polygones, la surface balayée par la migration de la berge est normée par le périmètre du polygone formé par les tracés initiaux et finaux de la berge concave. Cette méthode permet d'estimer une distance moyenne de migration pour le méandre étudié (Micheli et al., 2004) (Figure IV-34, a). Nous avons retenu cette méthode qui a l'avantage de s'adapter à l'évolution en plan des méandres et donc de quantifier la vitesse de migration en fonction du type de migration du méandre – extension, translation, rotation ou expansion (Figure IV-34, b).

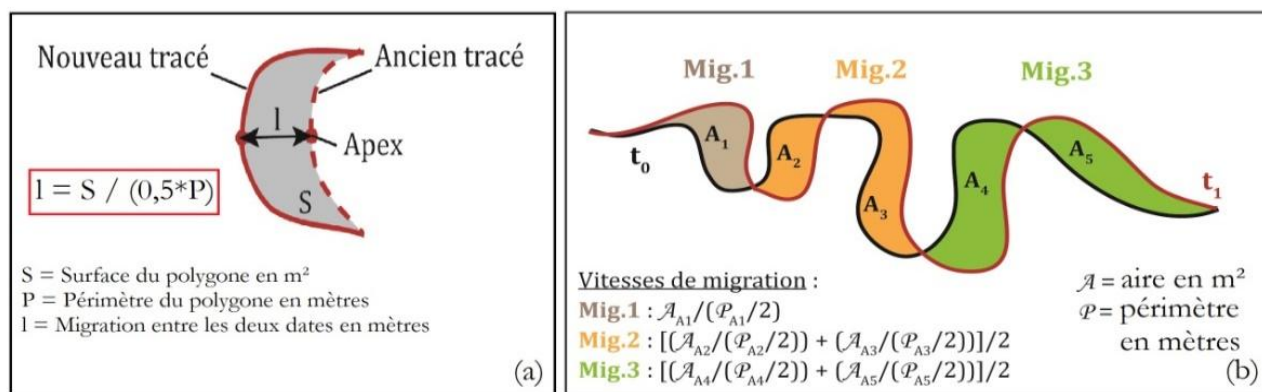


Figure IV-34. Estimation des vitesses de migration.

(a) méthode des polygones appliquée à l'évolution des tracés de la berge concave (Micheli et al., 2004), (b) exemple en fonction du type de migration des méandres (extension pour Mig.1 et translation pour Mig.2 et Mig.3), t_0 (noir) représente le tracé le plus ancien et t_1 (rouge) symbolise le tracé le plus récent.

IV.4.2.2 Application à la Seine actuelle

Sur le tronçon de la Seine analysé (entre la confluence avec l'Aube et La Tombe), nous avons identifié 52 méandres montrant une migration sur l'ensemble des 73 méandres de la Seine qui ont pu être analysés (zones sans déformation significatives). Les vitesses de migration calculées représentent des vitesses moyennes sur une période de 120 ans.

Parmi les 52 méandres, 10 présentent des migrations composites comme dans le cas de la Figure IV-34b. Les vitesses de migrations estimées de ces dix méandres sont du même ordre de grandeur que celles estimées pour les méandres à migration simple. Nous avons donc analysé les méandres aux géométries différentes ensemble. Les vitesses de migration ainsi calculées varient de 0 à $1,2 \pm 0,2$ m.an⁻¹ (Tableau IV-18).

Tableau IV-18. Vitesses de migrations de la Seine non-anthropisée de Conflans-sur-Seine à Balloy.
Vitesses calculées sur 119 ans (de 1830 à 1949) de Conflans-sur-Seine (confluence Seine-Aube) à Balloy à l'aval.

	Min	Max	Moyenne	Médiane	Ecart-type
Vitesse migration des méandres composites (n=10)	0,29	0,76	0,5	0,49	0,14
Vitesse migration des méandres simples (n=42)	0,10	1,19	0,42	0,34	0,24
Vitesse de migration des méandres de la Seine de Conflans-sur-Seine à Balloy (=52) en m.an ⁻¹	0	1,19	0,30	0,30	0,27

Les valeurs moyennes obtenues pour la Seine actuelles sont, malgré une valeur moyenne un peu basse, comparables aux valeurs obtenues sur différents cours d'eau situés dans des régions aux climats relativement comparables et sur des durées de temps similaires (Tableau IV-19).

Tableau IV-19. Comparaison des vitesses de migration de plusieurs cours d'eau en fonction de différents paramètres. Cette comparaison des cours d'eau est faite en fonction de leur localisation géographique, du climat selon la classification de Koppen 1936 (Cfb tempéré, Dfb tempéré continental, Csb tempéré océanique à Méditerranéen, Bsk aride à semi-aride, Dfc montagnard), de la longueur de cours d'eau étudié (L en km), du Q_{pb} ($m^3.s^{-1}$) et du Q_{ma} ($m^3.s^{-1}$).

Cours d'eau	Situation	Climat	Période d'étude	L	W_{pb}	Q_{pb}	Q_{ma}	$V_{Migration}$	Source
1 - Aras	Azerbaïdjan	Dfc	1954-1999	82	100-150	350-500	190	0,9	(Khorsandi et al., 2004)
2 - Assiniboine	Canada	Dfb	1948-1968	36	80-100	100-200	50	0,1-1	(Bater, 2002)
3 - Beatton	Canada	Dfc	1725-1975	50	70	180-200	-	0,5	(Hickin and Nanson, 1975)
4 - Dane	Angleterre	Cfb	1984-2007	10	15	30	2,5	0,5	(Hooke, 2003)
5 - Genesee	USA	Cfb	XX ^{ème} s.	26	65	-	52	0,8-1	(Black et al., 2010)
6 - Moravie	Slovaquie	Cfb	1896-1962	5	60-70	210-400	100-120	0,96-1,7	(Pišút, 2006)
7 - Brazos	USA	Bsk	1929 - 2010	190	100	37-127	-	0,9-13	(Giardino, 2011)
8 - Sacramento	USA	Csb	1896-1997	160	375	2500-4000	665	2,8-4,2	(Micheli et al., 2004)

L'influence de la taille du bassin versant sur la vitesse de migration est également à prendre en compte. La comparaison de la valeur obtenue pour la Seine avec la compilation effectuée par Hudson and Kesel (2000) (Hudson and Kesel, 2000) montre que pour la taille de bassin versant de la Seine (environ 10 000 km² pour la station hydrologique de Bazoches-lès-Bray ou environ 21 000 km² pour la station de Montereau-Fault-Yonne) les valeurs obtenues sont du même ordre de grandeur (Figure IV-35).

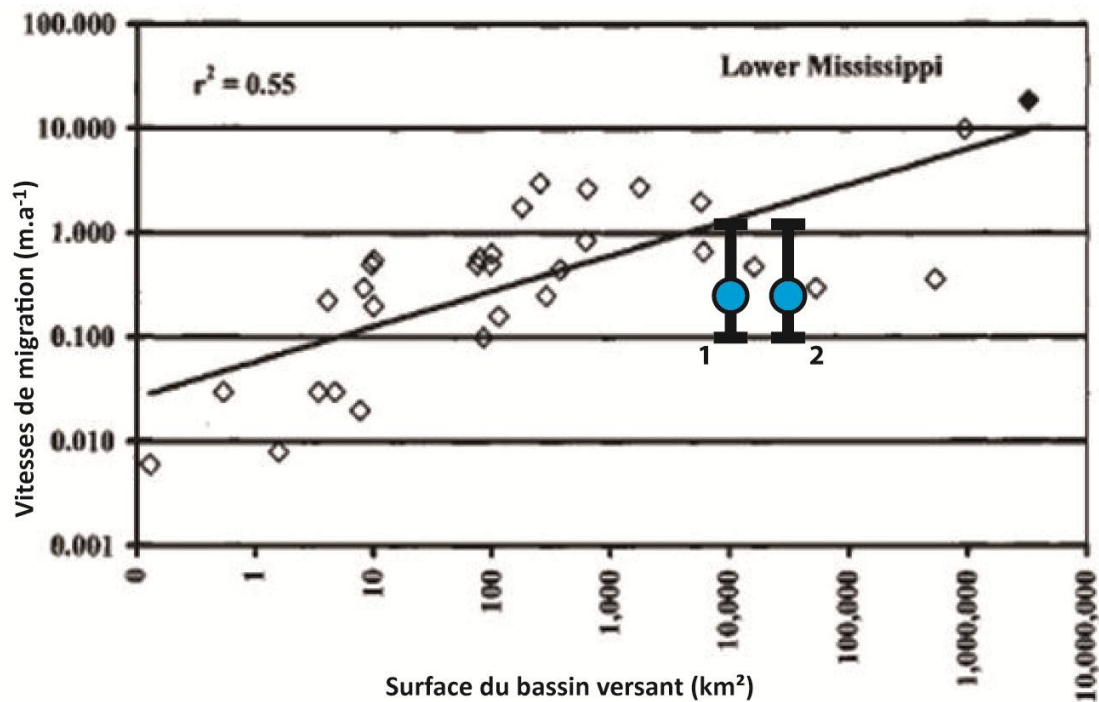


Figure IV-35. Comparaison des vitesses moyennes de migration des méandres de la Seine avec celles d'autres cours d'eau par rapport à l'aire de drainage d'après Hudson and Kesel (2000).
 1 : station hydrologique de Bazoche-lès-Bray et 2 : Station hydrologique de Montereau-Fault-Yonne.

IV.4.2.3 Durée de fonctionnement des paléo-tracés de la Seine

En utilisant la valeur de vitesse de migration du cours actuel de la Seine sur une centaine d'années, nous proposons d'évaluer la durée de stabilité des systèmes méandriformes et sinueux identifiés à la surface des nappes alluviales.

Pour chaque famille de longueur d'onde, nous avons mesuré l'amplitude des boucles de méandres sur les tracés dont nous disposons. La méthode revient à mesurer la distance entre le milieu du segment reliant les points d'inflexion et l'apex de la boucle (Figure IV-12).

Dans le cas de boucles isolées, la valeur mesurée dépend fortement de la position choisie pour les points d'inflexion qui ne sont pas préservés dans les tracés. Les mesures des longueurs d'onde ont montré que le choix fait avait tendance à les rallonger, il est de même pour les amplitudes.

Le calcul est effectué en prenant la vitesse moyenne calculée avec son écart type quelle que soit la largeur du paléochenal. Pour les chenaux sinueux, l'utilisation directe de la vitesse moyenne n'est pas très représentative, cependant elle nous donne un ordre de grandeur car la vitesse de migration est faible pour les faibles courbures et augmente avec la courbure avant d'atteindre un maximum et de décroître ensuite.

Tableau IV-20. Tableau de synthèse des durées de fonctionnement des différents systèmes déterminés précédemment.

Les estimations des temps de stabilité maximum et minimum (cellules grisées) sont calculées avec la vitesse moyenne et les amplitudes minimales et maximales des familles de paléo-tracés.

Identification/ Attribution		Paramètres géométriques			Stabilité (ans)		
		R_c	λ	amplitude moyenne (m)	Max	Moy. ($v=0,30$)	Min
Nappe T1							
Famille 4	T2/T1	400- 450	1 800- 2 000	363	1 670	1 210	867
Famille 3	T2/T1	230	1 100	298	1 200	990	720
Nappe T2							
Famille 2	T2	150	700	331	3 560	1 105	450
Famille 1	T2	75	350	300	1 300	1 000	700
Sinueux 1	T2	-	-	120	830	415	100
Nappe T3a							
Famille A	T3a	55-75	250-350	131	1 510	435	87
Famille B	T3a	130	600	166	1 050	550	180
Sinueux A	T3a	-	-	-	-	-	-

Les durées moyennes de stabilité sont calculées pour des débits plus forts ou plus faibles que ceux de la Seine actuelle ce qui peut être lu comme une augmentation ou diminution apparente du bassin versant résultant en une augmentation ou diminution de la vitesse de migration.

Les estimations de stabilité des paléo-cours à longueurs d'ondes supérieures à celle de la Seine actuelle (900 m) seront surestimées et celles de valeurs plus faibles sous-estimées.

Nous remarquons que les durées de stabilité sont assez voisines pour les tracés attribués à T1 ou T2 avec des valeurs moyennes autour de 1 000 ans, des minima vers 500 ans et des maxima vers 3 500 ans. Les valeurs pour les familles 2 et 3 peuvent être considérées comme assez fiables car la longueur d'onde moyenne est proche de celle de la Seine actuelle.

Par contre, pour les tracés de la nappe T3a, les durées obtenues sont beaucoup plus courtes, inférieures à 600 ans. Ces valeurs sont certainement sous-estimées du fait des faibles longueurs d'onde. Il convient toutefois de noter que pour les longueurs d'onde 600-700 m, nous avons un système appartenant à T2 et un autre à T3a, et les durées de stabilité sont contrastées, près de deux fois supérieures pour le tracé appartenant à T2.

Ces durées de stabilité sont tout à fait en accord avec les périodes d'avulsion qui pour les plus fréquents sont de 28 ans (Kosi river, Inde) et atteignent 1 400 ans pour le Mississipi et 2 000 ans pour le Rhin-Meuse (Stouthamer, 2001; Stouthamer and Berendsen, 2001).

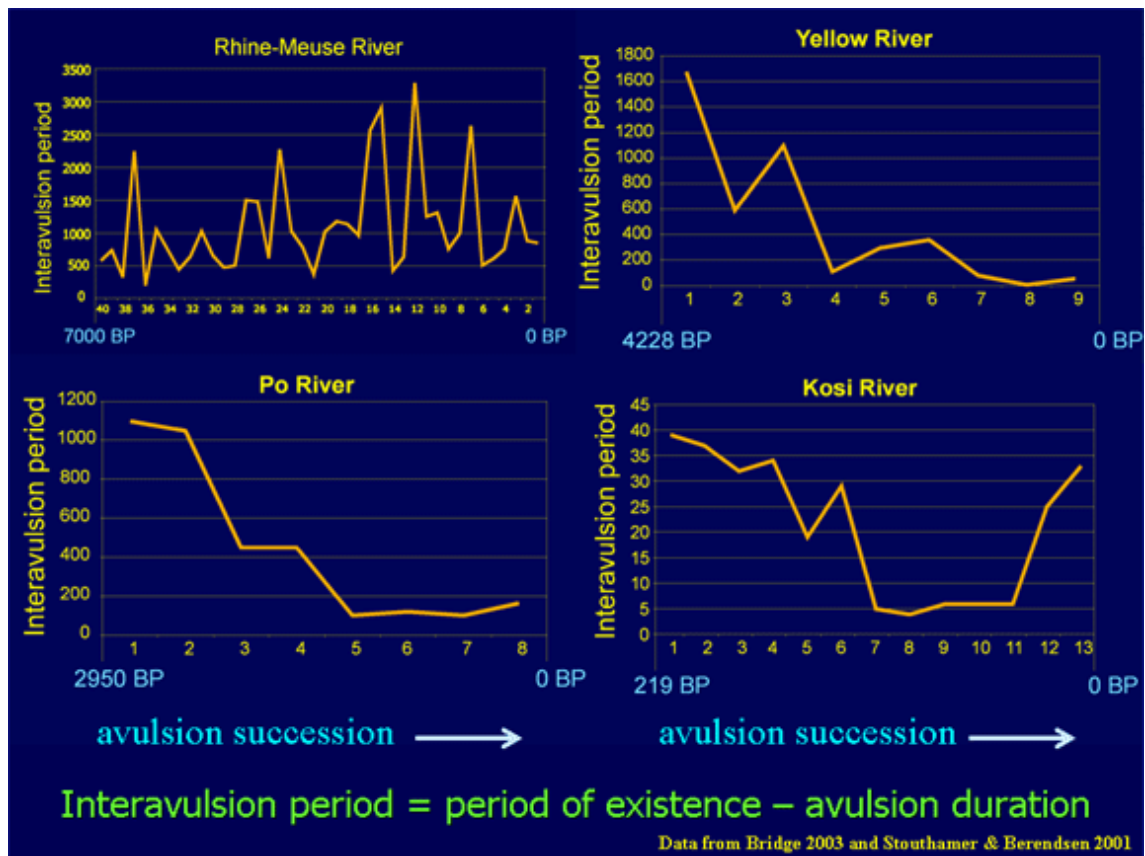


Figure IV-36. Périodes d'inter-avulsion de ceinture de méandres plusieurs de plusieurs deltas.
<http://www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography/results/avulsions>.

Différents auteurs ont montré que la fréquence d'avulsion est favorisée lors de la remontée du niveau de base (fort taux d'aggradation) et diminue avec la réduction de ce taux de remontée (Törnqvist, 1994; Ethridge et al., 1999). Les forts taux d'aggradation se traduisent dans la géométrie de la plaine alluviale par des cordons alluviaux qui dominent celle-ci facilitant les déversements et changements de tracé du cours d'eau. Les mécanismes les plus fréquemment invoqués pour expliquer cet accroissement du taux d'aggradation sont une augmentation de la charge solide par rapport à la capacité du cours d'eau, un changement dans les intensités de crue, une décroissance de la pente du chenal en relation avec l'augmentation de la sinuosité, une surrection tectonique de la zone aval, une remontée du niveau marin (Slingerland and Smith, 2004).

Dans la zone de la Bassée, nous observons ainsi deux périodes majeures d'avulsion, la première précédant l'incision qui sépare T2 de T3a et la seconde celle entre T3a et T3b. En comparaison avec les données du delta du Rhin-Meuse (Figure IV-37) qui est sujet à de nombreuses avulsions ainsi que celles du Mississippi (Prokocki, 2010), nous retrouvons deux périodes au cours desquelles les avulsions sont plus fréquentes : entre 8 000 et 7 200 ans cal. BP et entre 3 500 et 1 500 ans cal. BP (Figure IV-37). Les tracés sinueux, derniers tracés de T2 avant l'incision T3a pourraient très bien correspondre à la première période en prenant en compte l'âge des dépôts associés à T2 et l'âge minimum d'abandon de la surface. En suivant la même logique la période d'avulsion fréquente précédant l'incision de T3a serait mise en relation avec la seconde période bien que nous n'ayons pas de contrainte chronologique. Ces hypothèses nous amènent à proposer une chronologie de mise en place des différents systèmes ainsi que leurs durées de fonctionnement (Tableau IV-21).

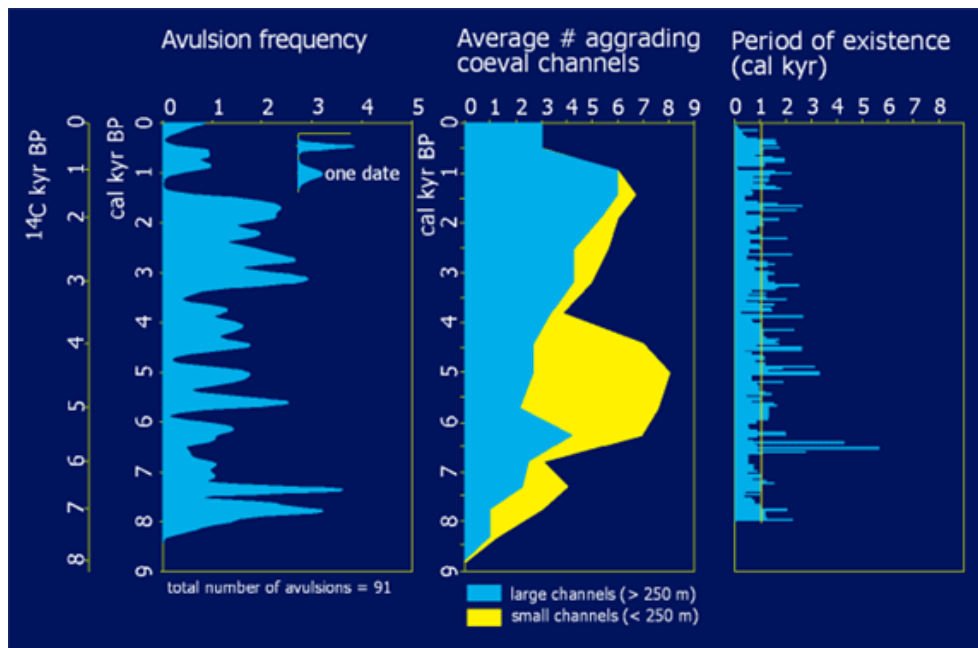


Figure IV-37. Variation temporelle des paramètres d'avulsion les plus importants du delta Rhin-Meuse (fréquence d'avulsion, nombre de chenaux contemporains et période d'existence). <http://www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography/results/avulsions>.

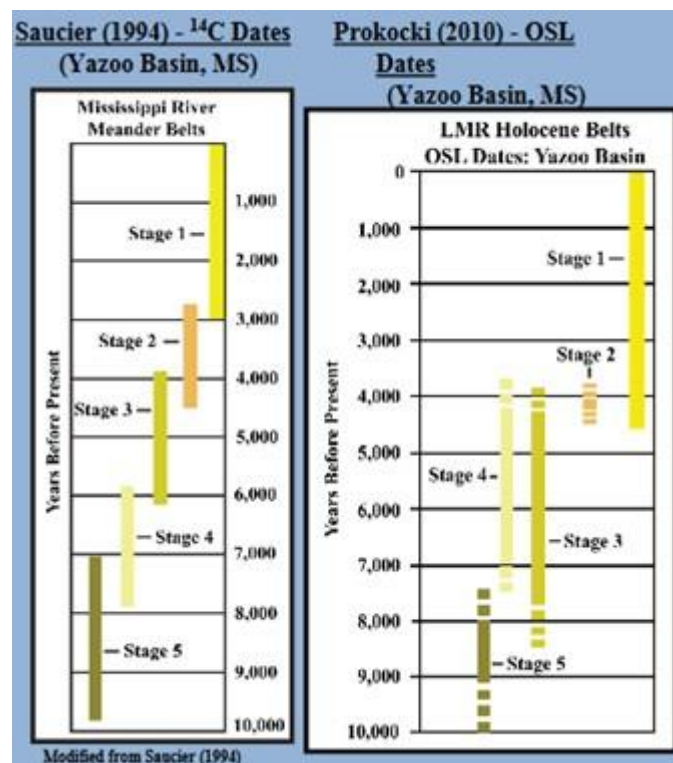


Figure IV-38. Durées de stabilité de différentes ceintures de méandres du Mississippi supérieur (Prokocki, 2010). Stage 1 : depuis 4,21 ka, stage 2 : autour de 4,21 ka, stage 3 : de 7,85 à 4,32 ka, stage 4 : de 6,96 à 4,21 et stage 5 : de 9,19 à 8,07 ka.

Tableau IV-21. Synthèse des durées de fonctionnement des paléo-systèmes en fonction de leurs nappes alluviales et estimations des âges de mise en place de celle-ci.

Identification /Attribution		Paramètres géométriques			Période de stabilité (ans)	Ages (cal. BP)
		Rc (m)	λ (m)	$Q_{moy.an}$ ($m^3.s^{-1}$)		
Nappe T1						
Famille 4	T2/T1	400-450	1 800-2 000	343-414	1 210	-
Famille 3	T2/T1	230	1 100	142	990	-
Nappe T2					-	Remaniement à partir de 13 000 ans
Famille 2	T2	150	700	72	1 105	-
Famille 1	T2	75	350	24	1 000	-
Sinueux 1	T2	-	-	-	Avulsion fréquentes	Habitats 8 000 ans cal. BP Par analogie Rhin/Mississippi 8 000-7 000 ans
Nappe T3a						
Famille A	T3a	55-75	250-350	15-24	435	-
Famille B	T3a	130	600	57	550	-
Sinueux A	T3a	-	-	-	Avulsion fréquentes	Par analogie Rhin/Mississippi 3 000-1 500 ans

Par rapport aux autres travaux en paléo-hydrologie, comme ceux sur la Prozna [Pologne, (Rotnicki, 1991)], l'enregistrement obtenu est moins détaillé et montre des variations de débit beaucoup plus faibles au cours du Tardiglaciaire et plus similaires au cours de l'Holocène (Figure IV-39). Les données de Rotnicki conforteraient l'existence de plusieurs régimes au cours de la construction de T3a pour lesquels nous n'avons pas assez d'éléments directs pour les discriminer. Au sein de T2, nous avons identifié 2 systèmes, intervalle de temps durant lequel il en a identifié au moins 10. La encore, nous ne pouvons pas établir de comparaison détaillée car nous n'avons pas la chronologie suffisante. La variation que nous observons est très faible par rapport à celle obtenue sur la Prozna pour les tracés rattachés au tardiglaciaire, soit nous ne disposons pas de l'enregistrement complet, soit les conditions climatiques étaient différentes et ne pouvaient engendrer des variations de débit aussi contrastées, en liaison avec des périodes de débâcle.

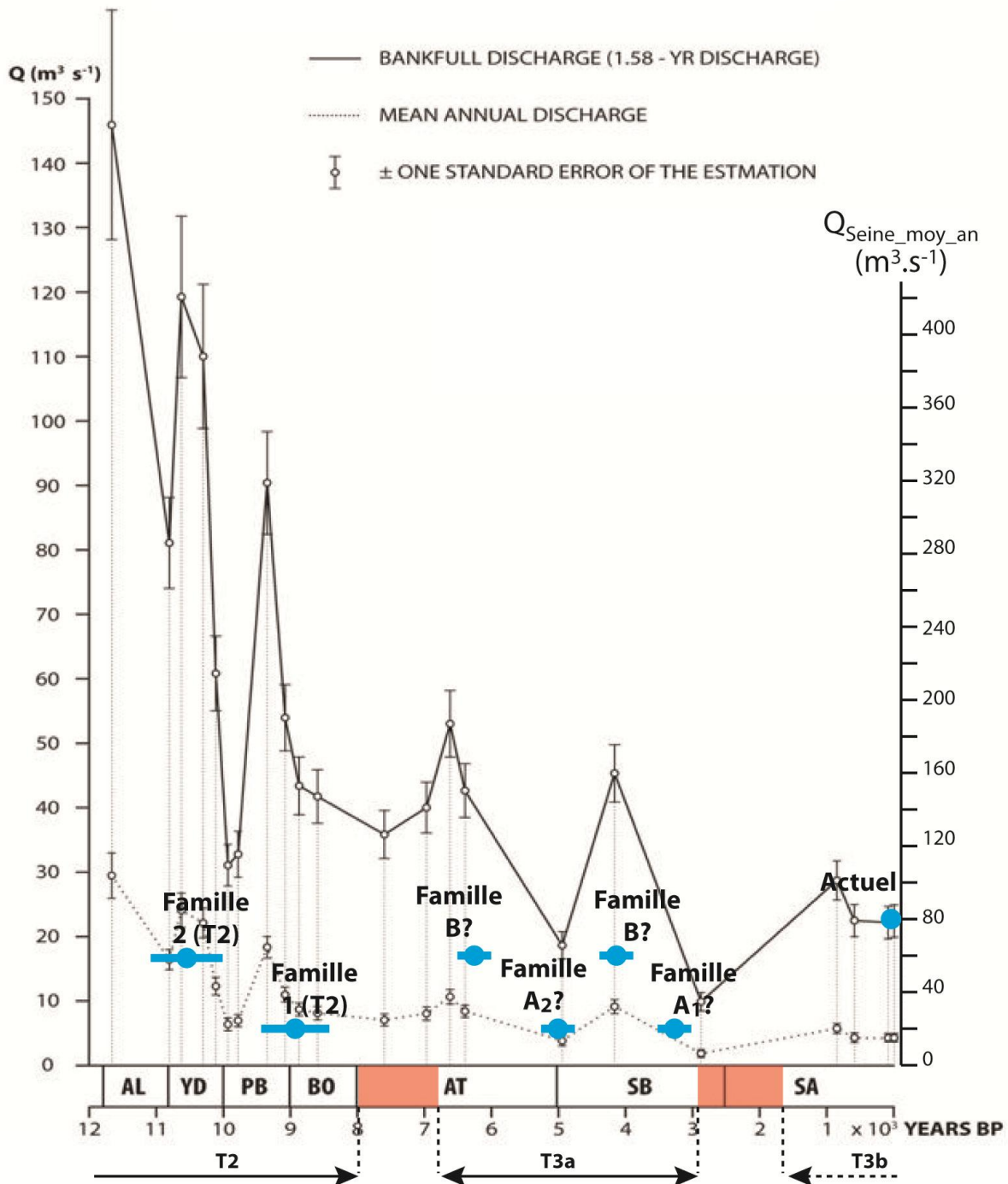


Figure IV-39. Débits moyens annuels et temps de stabilités reconstitués de la Seine et débits moyens annuels et de pleins bords de la Proсна centrale (Pologne) au cours des 12 000 dernières années, modifiée d'après Rotnicki (1991).

IV.5 Conclusions

L'analyse de la géométrie des paléochenaux, nous a permis de distinguer plusieurs systèmes aux styles méandriformes ou sinueux sur les différentes nappes alluviales de la plaine de la Bassée. Nous n'avons pas pu identifier un type de système au sein de la terrasse T1 du fait de l'érosion de sa surface supérieure et de la taille réduite des affleurements dans la vallée mais nous avons cependant réussi à réattribuer des systèmes méandriformes de grandes tailles développant des méandres aux longueurs d'ondes allant de 1 100 à 1 800-2 000 m d'après leur géométrie et la préservation des zones les plus profondes. Chacun de ces systèmes auraient fonctionné pendant 900 à 1 200 ans.

Au sein de la nappe T2, dont la mise en place s'est effectuée au moins à partir de 13 000 ans cal BP, nous avons déterminé la présence d'au moins 3 systèmes différents :

- un système méandriforme dont les paléo-tracés ont une longueur d'onde de 700 m, sa durée de fonctionnement serait de 1 100 ans ; au minimum et en tenant compte de l'aggradation (observée sur les profils géoradars), au moins deux fois ce temps, soit près de 2 200 ans ;
- un système méandriforme aux longueurs d'ondes plus petites, de 350 m qui aurait fonctionné pendant 1 000 ans ;
- et pour finir, un système sinueux dont nous avons identifié 3 tracés, ce qui le ferait fonctionner pendant 400 à 1 200 ans. Ce système aurait été en place autour de 8 000 à 7 000 ans cal BP.

La nappe T2, s'est mise en place sur une période allant de 13 000 à 8 000-7 000 ans cal. BP soit pendant près de 5 000 à 6 000 ans. Les estimations obtenues à partir de la dynamique sédimentaire nous donnent un intervalle de temps entre d'environ 4 400 ans, ce qui est tout à fait en accord avec la durée de la construction.

Au sein de la terrasse T3a, nous avons identifié trois systèmes :

- un système avec une longueur d'onde de 250 à 350 m, sa durée de fonctionnement au minimum serait de 435 ans et en tenant compte des recouvrements de méandres au maximum de 870 pour un recouvrement. Celui-ci correspond en partie aux tracés amont et aval de la Vieille-Seine ;
- le second système de 600 m de longueur d'onde, avec une durée de fonctionnement estimée à 550 ans ;
- et le dernier un système sinueux effectuant de fréquentes avulsions.

D'après nos hypothèses, la nappe T3a se serait mise en place à partir de 7 000 à 6 500 ans cal BP jusqu'à près de 3 000 à 1 500 ans, soit pendant environ 4 000 ans, ce qui est plus élevé que le temps estimé pour la durée de fonctionnement des systèmes ; durée dont nous savons qu'elle est sous-estimée car les vitesses de migration utilisées sont surestimées (calcul à partir de vitesses de migration obtenues sur un système plus grand).

Cette analyse paléo-hydrologique effectuée sur l'ensemble des terrasses, nous permet de proposer une chronologie de mise en place et de fonctionnement de tous les systèmes fluviaux dont nous avons pu identifier les traces depuis la fin le maximum glaciaire mais dont certaines ont été réattribuées au cycle précédent (Figure IV-40). Elle montre une variation significative des débits, illustrée ici par les longueurs d'onde, avec une valeur très forte sur T1 (famille 4) et des valeurs proches des débits actuels sur T1, T2 et T3a (familles 3, 2 et B) et deux familles au moins avec de très faibles valeurs sur T2 et T3a (familles 1 et A). Les observations indiquent également un système comportant de nombreuses avulsions dont les variations de gammes de largeurs laissent à penser à l'existence de portions anabranches locales.

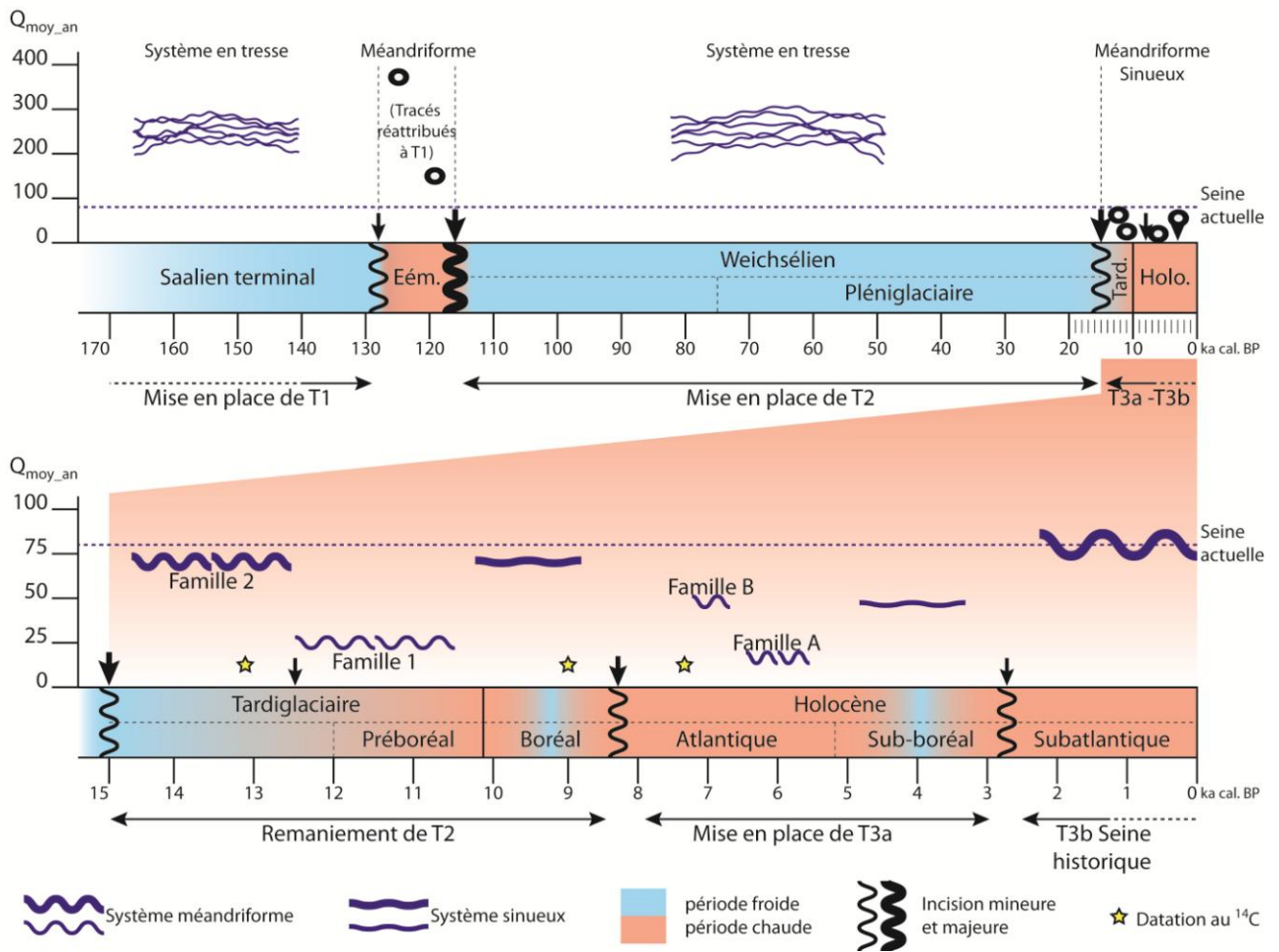


Figure IV-40. Proposition de chronologie et de reconstitution paléo-hydrologique des différents systèmes fluviaux ayant balayé la plaine alluviale de la Bassée.

Chapitre V. Architecture du remplissage alluvionnaire

L'étude d'une formation sédimentaire peut se faire de plusieurs manières, par des méthodes directes ou indirectes. La plus courante est une méthode directe qui consiste en l'observation à l'œil nu d'affleurements naturels ou non, ou de carottes. Dans le cadre de cette étude, nous n'avons pas pu réaliser de tranchées et les rares affleurements consistaient en des parois de carrière dont la hauteur n'excédait pas deux mètres au-dessus de la nappe phréatique. Le faible nombre de sites et les zones d'observation restreintes ne permettaient pas d'avoir une vision d'ensemble de la distribution des dépôts constituant la plaine de la Bassée. Par contre, ils nous ont permis d'observer directement certains faciès.

Nous avons bénéficié au cours de ce travail de trois sondages carottés réalisés dans le cadre du PIREN-Seine pour l'implantation de piézomètres. Ces sondages ont traversé l'ensemble de la série et nous serviront de référence dans la description des faciès présentés dans les données bibliographiques.

L'information majeure dont nous disposons provient de la base de données du sous-sol BSS (<http://infoterre.brgm.fr/viewer/MainTileForward.do>), présentée dans le Chapitre III. Pour rappel, parmi les 546 sondages traités, plus de 522 recourent l'ensemble des formations alluvionnaires et comme indiqué lors de l'analyse géomorphologique, leur densité est élevée et ils sont bien répartis sur l'ensemble des nappes. Les informations sur les données lithologiques et leur traitement sont présentées en détail dans ce chapitre.

En complément de cette analyse de carottes et données de sondage, nous avons utilisé des méthodes d'investigations indirectes comme la géophysique, en particulier le géoradar qui nous a permis d'imager des structures morpho-sédimentaires, auxquelles nous n'avons pas accès dans les données de sondages, comme par exemple les géométries de chenaux et les architectures de leur remplissage.

L'étude des différents faciès du remplissage va nous permettre d'affiner notre compréhension des dépôts préservés dans ce remplissage alluvial complexe qui résulte de l'étagement de deux terrasses et l'emboîtement de deux autres. Elle va également nous permettre de caractériser les hétérogénéités contrôlant les écoulements dans la nappe alluviale à partir des paramètres pétrophysiques des faciès qui jouent un rôle sur la porosité (ensemble des vides à l'intérieur d'un matériau solide pouvant être occupés par des fluides (liquide et/ou gaz) et la perméabilité (facilité avec laquelle un milieu poreux se laisse traverser par un fluide (liquide et/ou gaz)).

Dans ce chapitre, nous présentons en premier l'analyse des données de sondages couplée avec les observations de carottes qui nous permettront d'établir un catalogue des faciès en fonction de leur propriétés pétrophysiques et d'aborder leur distribution dans les différentes nappes alluviales.

L'analyse morphosédimentaire a été essentiellement menée à partir d'investigations géoradar pour lesquelles, après une présentation de la méthode, nous illustrerons les géométries des différents corps sédimentaires observés.

V.1 Les faciès des nappes alluviales

Nous disposons pour décrire ceux-ci d'une part des données de la BSS et des trois sondages carottés réalisés lors de l'implantation de piézomètres.

Les descriptions de sondages disponibles dans la BSS sont très hétérogènes car elles ont été réalisées par différents opérateurs qui de plus ont décrit des sondages réalisés à des fins différentes. Les descriptions vont ainsi d'une description qualitative sur l'ensemble du sondage : mélange sable/graviers/galets à une description fine par niveau sédimentaire avec parfois, une quantification précise de la distribution granulométrique observée.

Dans un premier temps, nous présentons la méthode retenue pour intégrer l'ensemble des informations par une procédure d'homogénéisation des données. Ensuite, ces données homogénéisées sont traitées afin de caractériser au mieux le remplissage alluvionnaire et les différences potentielles entre les différentes nappes alluviales.

V.1.1 Homogénéisation de la description des faciès

Dans le Chapitre III, nous n'avions utilisé dans la base de données que les informations relatives aux interfaces (alluvions/substrat, surface géomorphologique) pour donner une estimation des géométries de l'interface craie/alluvions et des variations de l'épaisseur du remplissage. Ici, nous nous intéressons à la description des faciès décrits dans le sondage (Figure V-1).

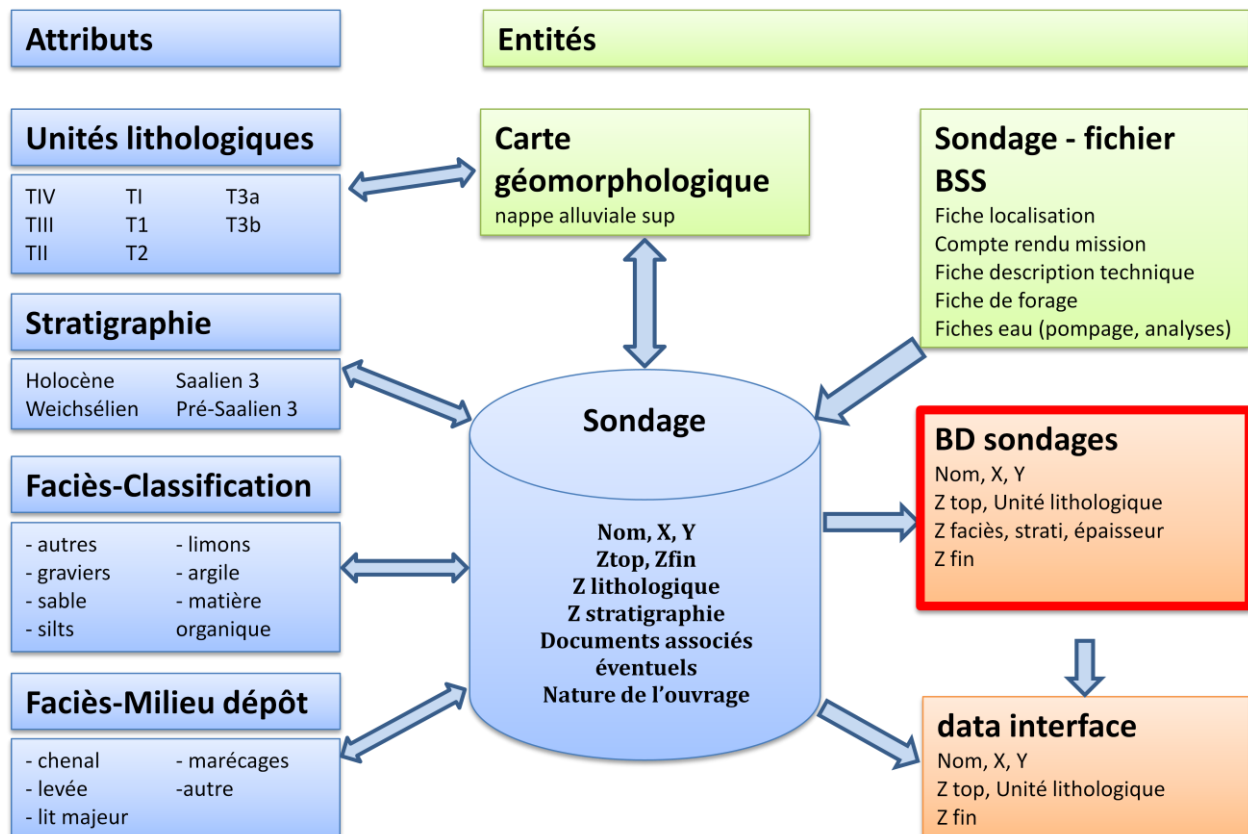


Figure V-1. Architecture de la base de données BD sondages.

En vert, les ressources utilisées pour obtenir les informations, en bleu : les informations utiles et en orangé : les exports possibles.

Lors de la collecte des informations, nous nous sommes attachés à garder la description originale des faciès de chaque sondage. A partir de cet ensemble, la procédure d'homogénéisation comprend l'introduction de deux variables :

- **la première variable** (composée de deux chiffres) permet d'extraire les informations pétrophysiques avec un niveau de finesse nécessaire aux besoins de notre étude ;
- **la seconde variable** (composée de trois chiffres) qualifie les environnements de dépôt en attribuant à la fin de la première variable un chiffre relatif à un environnement. Il convient de noter que cette relation n'étant pas bijective (plusieurs faciès peuvent appartenir à un même environnement et le même faciès à plusieurs environnements), il a été nécessaire, d'introduire cette seconde variable.

Le détail des codes des variables est fourni dans un tableau en annexe D, nous illustrons ci-dessous l'homogénéisation de la première variable qui comporte deux chiffres :

- **le chiffre des dizaines** correspond à la caractéristique dominante du faciès. Le chiffre 1 est attribué aux faciès qui ne sont pas liés au remplissage alluvionnaire (terre végétale, remblais,

colluvions ou substrat). Les chiffres de 2 à 5 sont attribués selon une granulométrie croissante depuis les argiles (2), jusqu'aux graviers (5). Le chiffre 8 est réservé aux dépôts organiques ;
- **le chiffre des unités** apporte une précision complémentaire sur l'hétérogénéité granulométrique ou sur la présence des éléments particuliers (par ex. matière organique) affinant la description du faciès. Le **chiffre 0** indique l'absence d'information complémentaire.

L'homogénéisation est illustrée ici sur les argiles (Tableau V-1). Celles-ci vont ainsi être regroupées en cinq grandes classes, à un niveau de description pétrographique qui intègre la richesse du faciès en termes de granulométrie ou de particules organiques.

Tableau V-1. Exemple de descriptions de faciès argileux dans les sondages.

Variable d'homogénéisation (code granulométrique 20 à 24)	Description de sondages
20 - argile	Argiles Argile marron, grise, rouge... Argile avec traces de rouille Argile compacte
21 – argile limoneuse	Argile limoneuse Argile limoneuse grise, jaune, brune ... Argile grise silteuse Argile limoneuse à niveaux sableux
22 – argile sableuse	Argile sableuse Argile sableuse grise, jaune, beige ... Argile et sable Argile finement sableuse
23 – argile à graviers	Argile et graviers Argile grise (noire, brune...) à graviers Argile sable et graviers Argile à graviers fins non exploitables
24 – argiles tourbeuses	Argile tourbeuse Argile et tourbe Argile limoneuse et tourbe Argile et dépôts tourbeux

Certaines descriptions sont très succinctes et n'utilisent que le terme d'**alluvions** qui, dans une utilisation classique, peut couvrir une large plage de classes granulométriques allant des silts aux graviers. Nous n'avons pas choisi de les attribuer à des graviers car ces éléments sont généralement facilement identifiés et décrits clairement dans les rapports de sondages. Par contre, la distinction entre des termes plus proches que sont les silts (limons) ou les sables a pu être omise dans une description rapide. Nous avons donc choisi de leur attribuer une variable d'homogénéisation propre (code 39), qui permet de les identifier. Par la suite, ils pourront ainsi être traités séparément ou soit comme des silts (30) ou des sables (40) afin de voir l'impact de leur attribution à une classe ou l'autre sur la distribution des faciès.

En plus des paramètres pétrographiques généraux, les descriptions des sondeurs fournissent parfois des informations concernant : la couleur, la plasticité, la compaction, la taille et la nature et la forme des éléments grossiers (quartz, silice, calcaires ou craie, anguleux ou arrondis), la présence ou non de traces d'hydromorphie et l'exploitabilité des sédiments. Ces informations n'ont pas été retenues dans la procédure d'homogénéisation, mais peuvent être retrouvées facilement dans la description initiale des faciès, renseignée dans la base de données.

V.1.2 Faciès sédimentaires

Les observations de terrain permettent d'illustrer les faciès définis à partir des descriptions de sondages de la BSS. Celles-ci reposent :

- sur des observations de terrain effectuées en carrière ou sur de courts sondages à la tarière ;
- sur trois sondages carottés qui recoupent la nappe alluviale sur toute son épaisseur, réalisés lors de l'implantation de piézomètres pour les études de la dynamique nappe alluviale (travaux de l'équipe Système Hydrologiques et Réservoirs (SHR) du Centre de Géosciences - MINES-ParisTech dans le cadre du PIREN-Seine). Nous avons pu participer à la réalisation d'un de ceux-ci. Il est situé dans la zone amont de la Bassée au sud de Conflans-sur-Seine en rive gauche. Ces sondages ont été exécutés à l'aide d'une foreuse autonome hydraulique à tête rotative ;
- sur des observations antérieures à ces travaux, effectuées sur une carrière dans la région de Vitry-le-François sur des alluvions de même âge que ceux de T1.

La coupe détaillée du sondage PZ1a (8,5 m carottés) illustre la procédure d'homogénéisation des descriptions de terrain. Les sédiments traversés (Figure V-2) comprennent depuis la surface :

- entre 0 et 1,4 m : essentiellement de la terre végétale, **variable 13** ;
- entre 1,4 et 1,9 m : des limons et des graviers, **variable 34** ;
- entre 1,4 et 7,6 m : des sables et graviers au sein desquels aucune structure n'a pu être mise en évidence, **variable 48** ; de plus, le dernier mètre de la caisse n°2 (de 5 à 6 m) est sorti du carottier sous forme de boue très liquide ;
- entre 7,6 et 8,5 m : craie pâteuse puis morcelée, **variable 10**.

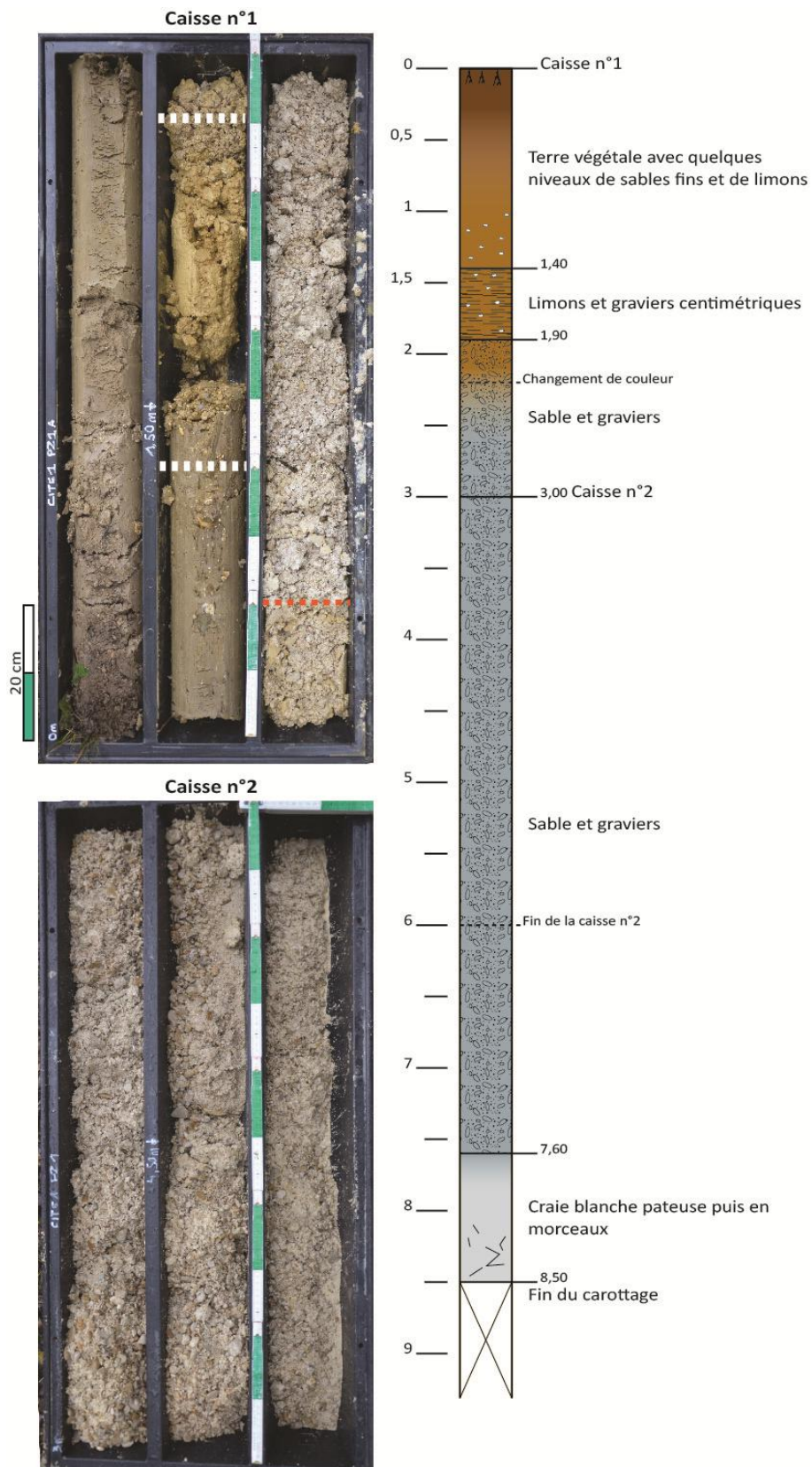


Figure V-2. Carottes du forage piézométrique de Conflans-sur-Seine dans la zone de confluence avec l'Aube. Photographies des carottes entières, on notera un léger encroustement des faciès graveleux lors de la réalisation du sondage). La base des alluvions ainsi que le contact avec la craie n'est pas illustrée car les alluvions ont été complètement mélangés (boues) lors du prélèvement et ne présentaient aucune cohésion comme le dernier mètre de la caisse n°2.

Les termes supérieurs des sondages, lorsqu'ils sont naturels, correspondent le plus souvent à de la terre végétale qui peut comporter quelques niveaux de limons, sables ou des graviers épars (Figure V-3, A). Dans les zones cultivées, les 50 cm supérieurs sont profondément perturbés par les labours. Cet intervalle, majoritairement de terre végétale, n'est pas pris en compte dans les analyses de répartition des faciès.

Le contact avec le substrat se matérialise le plus souvent soit par un contact franc avec la craie (substrat dominant, Figure V-3, B), cette dernière présentant souvent une zone altérée comme l'indique son aspect pâteux ou son débit en larges blocs. Cette limite est une zone dans laquelle galets et blocs de craie se mélangent.

Les faciès fins argileux se distinguent facilement par leur aspect gras (Figure V-3, C). Dans les sédiments fins accumulés en milieu aquatique, on observe très souvent la présence de bioclastes (coquilles). Ces niveaux de décantation peuvent avoir été perturbés par l'arrivée de sédiments grossiers à la faveur de ruptures de levées qui ont permis le dépôt de lits de graviers, ceux-ci sont alors parfois dispersés dans la matrice argileuse ou constituent des lits isolés (Figure V-3, D). Les faciès plus grossiers mis en place au sein d'un milieu plus énergétique comme les sables peuvent apparaître propres et bien triés (Figure V-3, E) ou alors se mélanger à des classes granulométriques plus grandes (Figure V-3, F) ou plus petites. Les faciès les plus grossiers comme les graviers apparaissent régulièrement comme bien triés et propres (Figure V-3, G) mais également avec une composante argileuse significative (Figure V-3, H et I) qui reflètent des absences de tri lors d'instabilités. Les faciès de remplissage de chenaux abandonnés, avec une composante argileuse variable, sont composés de tourbe noire à brune (Figure V-3, J).

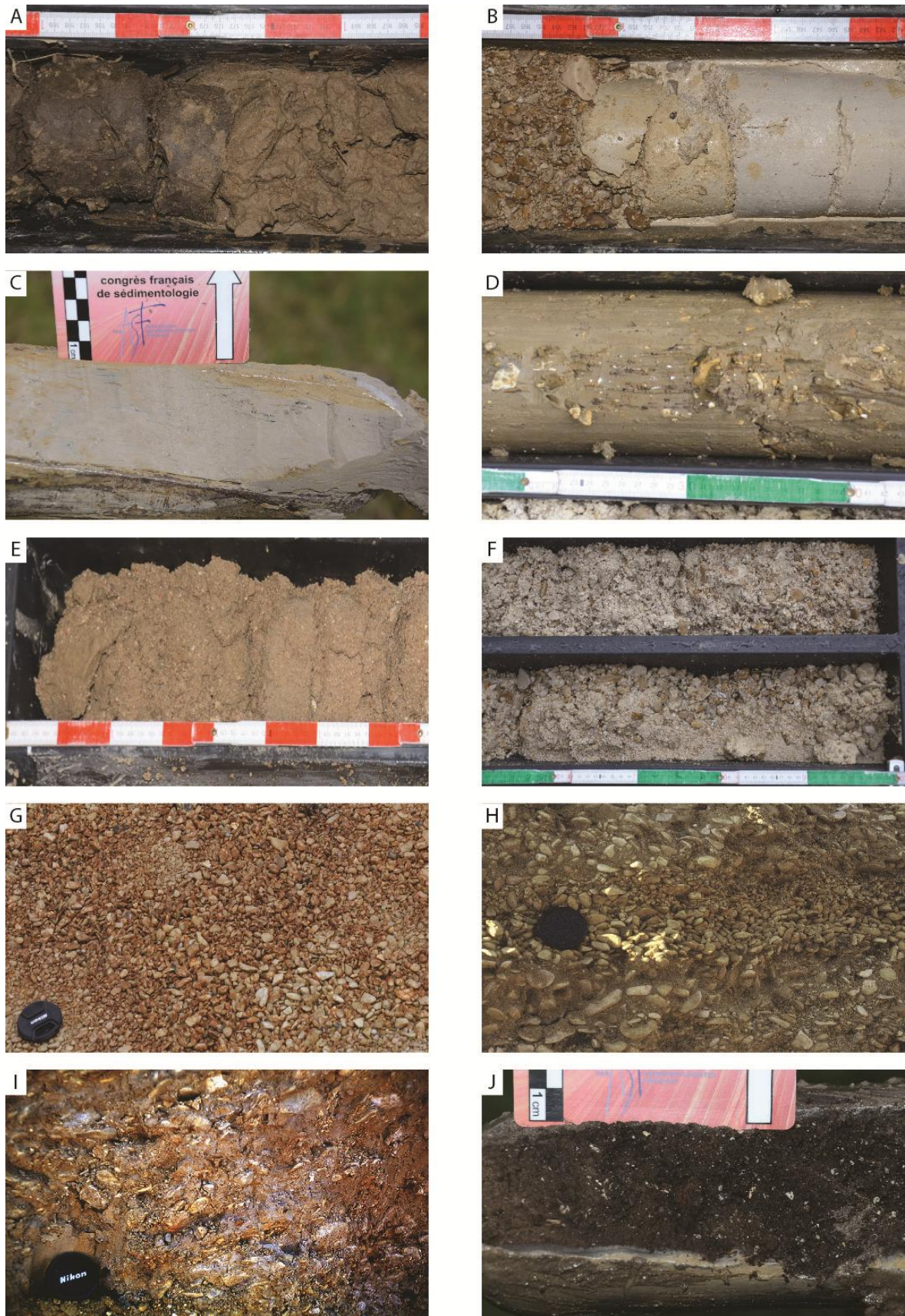


Figure V-3. Illustration des faciès décrits dans les sondages.

A : contact terre végétale (variable 13) – limons (v. 30), B : contact graviers (v. 50) – craie (v. 10), C : argile grise (20), D : argile à graviers (23), E : sable grossier (43), F : graviers sableux (52), G : graviers (50), H : graviers argileux orientés (51), I : graviers argileux (51) et J : tourbe (80).

Photo H et I prise sur une terrasse de L'Ornain (I.Cojan).

Les descriptions de sondages ne font quasiment jamais référence à des structures sédimentaires (Figure V-4), les seules que nous ayons pu observer l'ont été dans des tranchées réalisées sur des décapages en vue d'exploitation ou d'investigations archéologiques. La présence de la nappe phréatique autour de 2 m sous la surface décapée ne nous a permis d'observer que des structures de taille modeste.

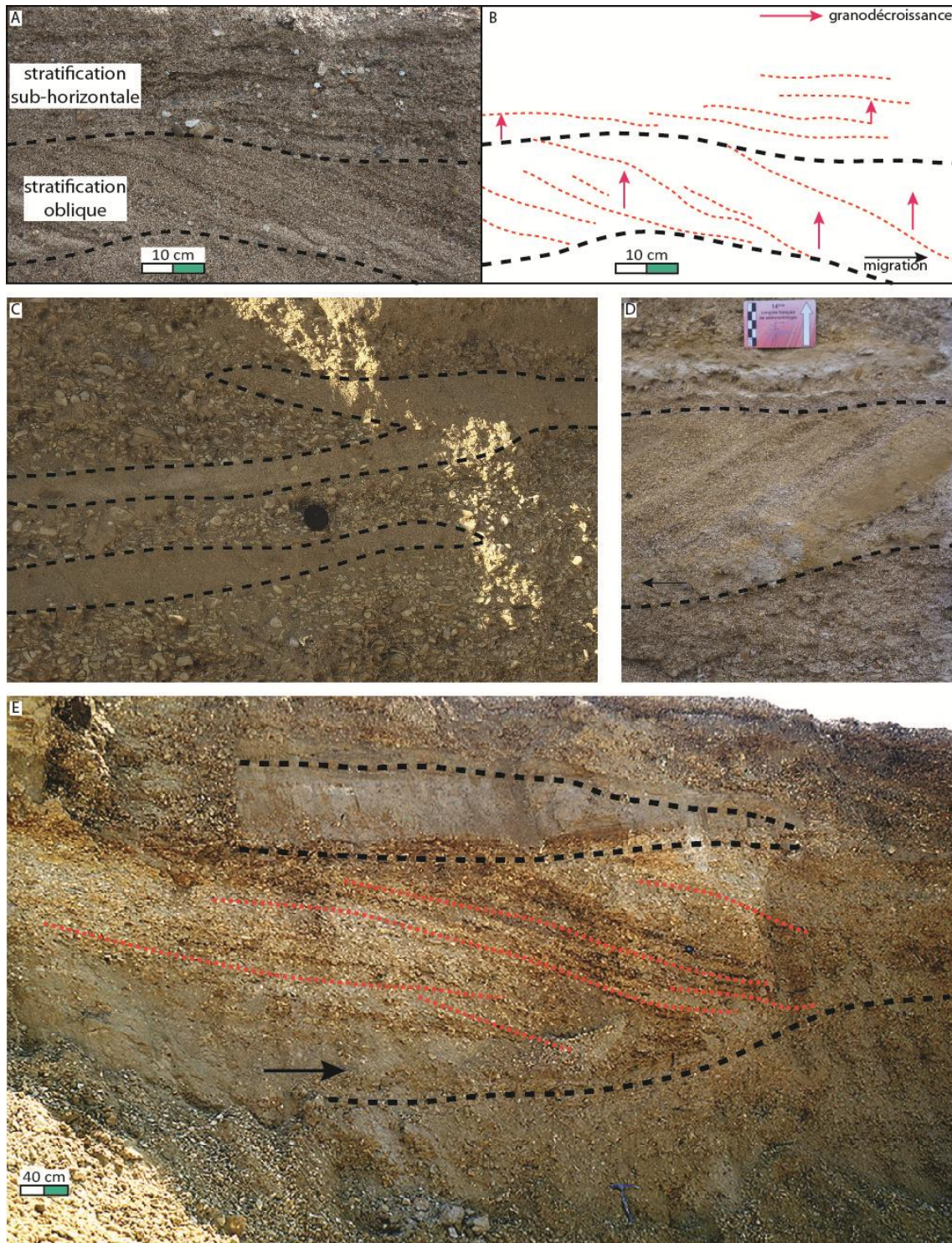


Figure V-4. Exemple de structures sédimentaires présentes dans le remplissage sédimentaire. A et B : stratification oblique et sub-horizontale avec granoclasement dans une barre sédimentaire de la Loire à Mareaux-aux-Prés (Loiret), C : niveaux sableux dans un ensemble de graviers et sable d'une terrasse de L'Ornain (I. Cojan), D : stratification oblique de sable grossier dans la gravière d'Hermé (Bassée) et E : stratification oblique dans une unité sédimentaire de graviers argileux d'une terrasse de L'Ornain surmontée d'une unité visiblement uniquement sableuse.

V.1.2.1 Répartition des faciès

A partir de la description des sondages, nous avons obtenu 1 251 niveaux de faciès alluviaux correspondant à une épaisseur cumulée de 2 475 m sur 522 sondages traversant en totalité le remplissage alluvionnaire jusqu'au substrat.

Dans cette première analyse, nous n'avons pris en compte que la classe granulométrique dominante, ce qui donne 6 classes. La comparaison des proportions de faciès que ce soit en terme d'occurrence (nombre de niveaux) ou d'épaisseur donne des résultats assez similaires, avec toutefois une augmentation de l'ordre de 10 % des proportions de faciès grossiers lorsque l'on prend en compte les épaisseurs, indiquant que celles de ces faciès tendent à être plus importantes que celles des faciès fins (Figure V-5). La moitié des sédiments correspond à des sables, un quart à des graviers et le reste à des argiles, limons, dépôts organiques ou alluvions non différenciées.

Parmi les faciès fins, l'occurrence des niveaux d'argiles (15 %) et leur proportion (9 %) sont très voisines de celles cumulées des silts/limons et alluvions (11 % et 11 %). Les niveaux riches en matière organique sont assez rares (3 %) et de faible épaisseur (autour de 1 %).

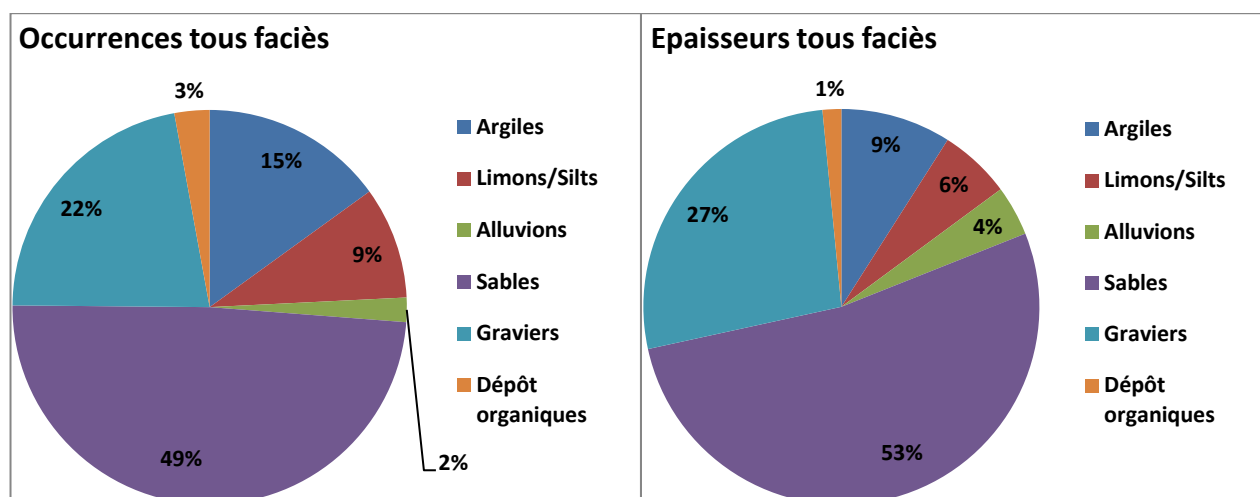


Figure V-5. A gauche : représentations graphiques des occurrences des niveaux de sédiments, à droite représentations graphiques en épaisseurs des niveaux de sédiments.

Cette description des faciès à l'aide du terme granulométrique dominant n'est pas suffisante car dans la recherche des hétérogénéités vis-à-vis des écoulements, le tri granulométrique, ou l'absence de tri sont des éléments qui induisent de larges variations de perméabilité.

Dans le cas des **faciès argileux** (code 20 à 24), près de la moitié des niveaux est décrite comme des argiles (Figure V-6). Les autres se répartissent entre des argiles silteuses (13 %), sableuses (22 %) et argiles à graviers (13 %). Les argiles tourbeuses sont rares (3 %). Cette répartition montre que la majorité des faciès argileux correspond à des dépôts de décantation dans des milieux aquatiques calmes (argiles, argile et tourbe) ou occasionnellement perturbés par des apports de rupture de levées (argiles et graviers) alors que l'autre moitié peut être attribuée à des dépôts de débordement plus ou moins distaux (argiles limoneuses et sableuses).

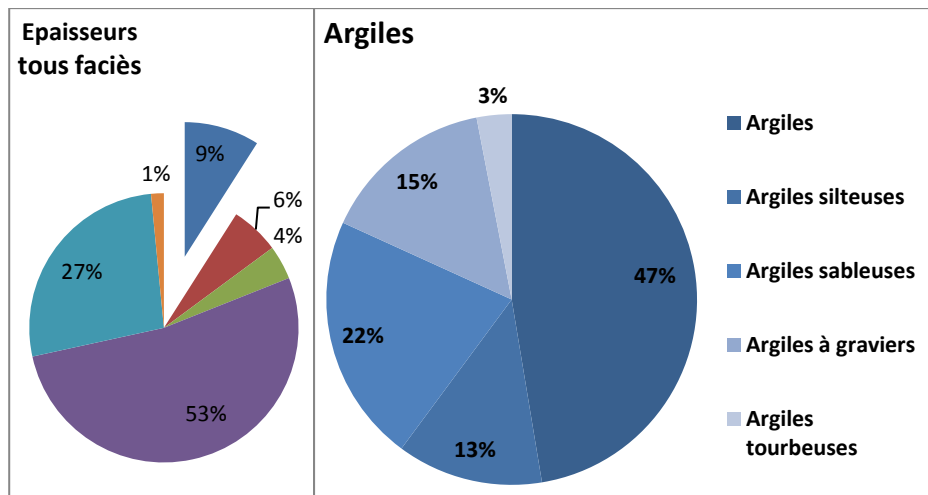


Figure V-6. Proportion des faciès argileux au sein de la plaine alluviale de la Bassée.
Les argiles représentent 9 % des épaisseurs totales.

Bien que leur proportion soit faible, ces faciès dominés par les argiles jouent un rôle important dans le remplissage alluvionnaire de la plaine de la Bassée car elles créent des barrières d'écoulement.

Dans l'analyse **des limons** (silts classes 30 à 35), nous avons considéré leur distribution avec ou sans les alluvions. Lorsque nous les analysons en incluant les alluvions, ces derniers représentent un peu moins de la moitié des limons et influent largement sur la distribution des faciès limons. Ceux-ci se répartissent alors pour 25 % en limons, le dernier quart se divisant en limons sans argiles (11 %) et limons argileux (22 %). Les limons comportant de la matière organique sont peu abondants (2 %). La présence de limons sans argiles et d'autres argileux, constitue une information intéressante pour les restitutions des propriétés hydrauliques. Il convient de noter que les descriptions « limons » et « alluvions » peuvent recouvrir certains de ces faciès car ce sont les descriptions les plus simples. Nous considérons, par la suite, que les limons se répartissent par moitié entre limons sans argile et limons argileux.

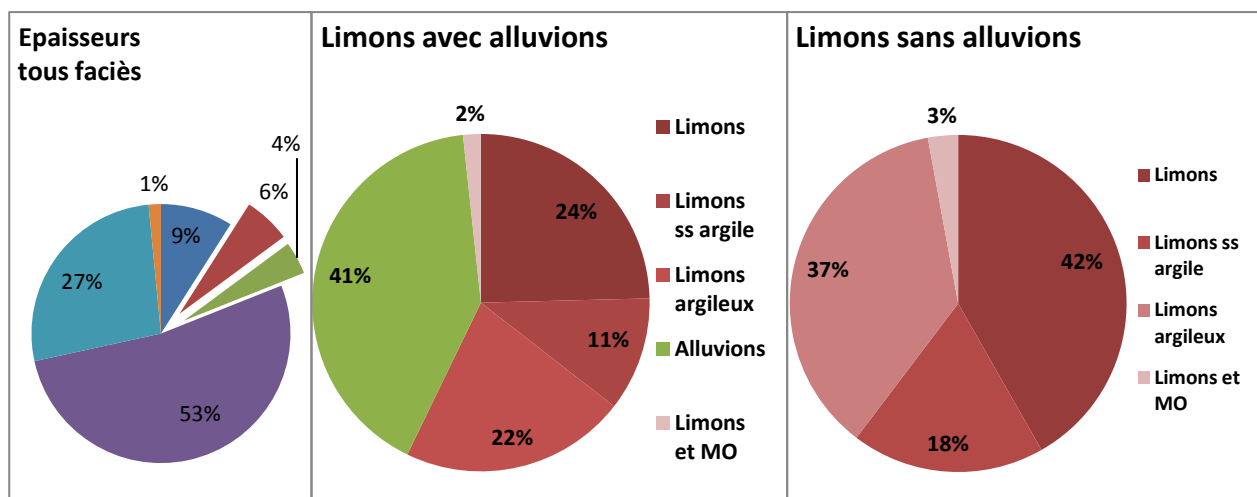


Figure V-7. Proportion des faciès limoneux au sein de la plaine alluviale de la Bassée.
Les limons et alluvions représentent 6 et 4 % des épaisseurs totales.

L'analyse **des sables** (code 40 à 49) est conduite de façon similaire à celle des limons en considérant ou non les alluvions. Pour ces faciès, l'adjonction des alluvions n'influence que peu les distributions car ces dernières représentent 7 % de l'ensemble (Figure V-8). Les sables sont composés à 71 % de sables et graviers (76 % sans les alluvions) qui constituent avec l'adjonction des sables propres plus de 80 % des faciès sableux. Les sables argileux (avec ou sans graviers) représentent 15 % des sables et ceux comportant de la matière organique moins de 1 %. On retrouve, comme dans le cas des limons, des

faciès argileux dont les proportions sont ici mieux définies, les alluvions ne représentant qu'une faible proportion des sables.

Les faciès sableux (propres, limoneux et à graviers) sont attribués aux dépôts liés à la dynamique d'écoulement chenalisé avec d'amples variations de débit qui permettent lors des débâcles le transport d'éléments grossiers (graviers ou galets) alors que les dépôts comportant des argiles peuvent correspondre à des instabilités de berge avec des effondrements dans les chenaux ou à des coulées de débris favorisées par les périodes de dégels qui déstabilisent les paysages.

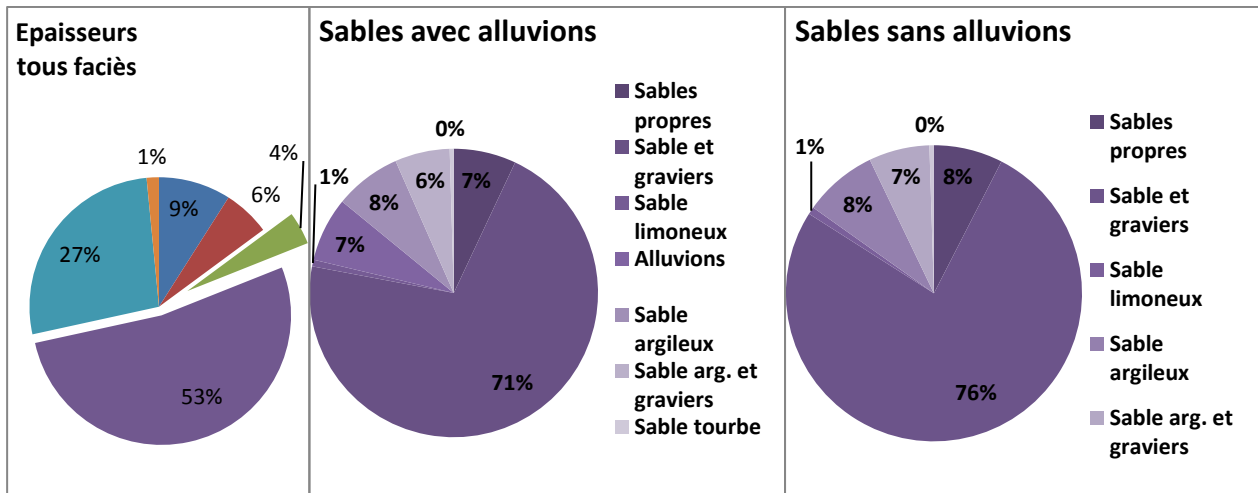


Figure V-8. Proportion des faciès sableux au sein de la plaine alluviale de la Bassée. Les sables et alluvions représentent 53 et 4 % des épaisseurs totales.

Les **graviers** (codes 50 à 58) sont composés majoritairement à 90 % de graviers (33 %), graviers propres (11 %) et de graviers sableux (39 %). Seuls 10 % de ces faciès sont associés à des argiles (Figure V-9). L'interprétation en termes d'environnements et de dynamique sédimentaire est similaire à celle des sables. En effet, les graviers propres ou associés à des sables correspondent à des dépôts dans les chenaux, à la charge de fond alors que des graviers associés à des argiles traduit une dynamique autre comme évoqué pour les sables argileux.

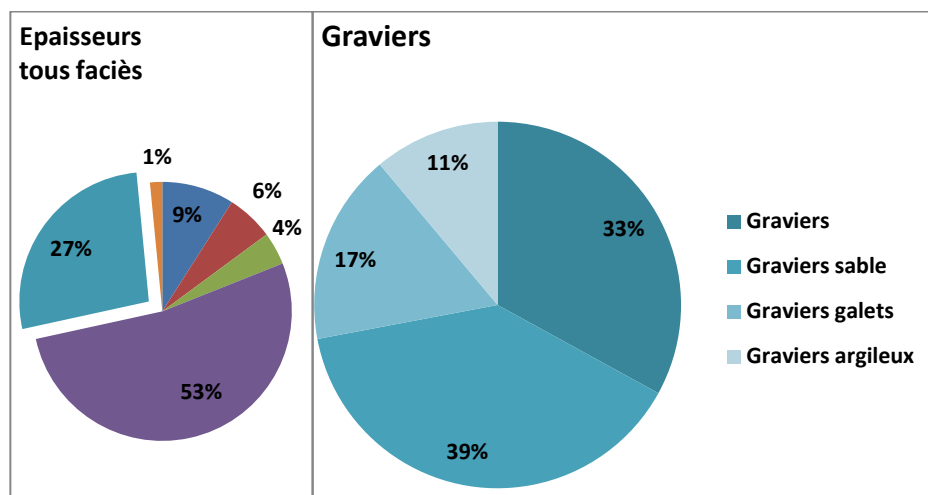


Figure V-9. Proportion des faciès graveleux au sein de la plaine alluviale de la Bassée. Les graviers représentent 27 % des épaisseurs totales.

L'analyse des proportions de faciès au sein de la plaine alluviale de la Bassée montre que les faciès de décantation comme les argiles et les limons ne représentent qu'une faible proportion des dépôts. Ce résultat n'est pas étonnant dans un contexte de remplissage de vallée incisée avec un cours d'eau aux avulsions fréquentes et à la migration importante. Les sables et graviers dominent, ce qui souligne d'une part une excellente préservation de ces types de dépôts mais également un large balayage de la vallée active au cours des avulsions et une dynamique fluviale énergétique. Cette dynamique se traduit

par des épisodes contrastés conduisant à des dépôts allant des sables aux galets à laquelle il convient d'associer des dépôts en masse caractérisés par la présence d'une matrice argileuse le tout en lien avec des phénomènes d'instabilité des berges probablement en lien avec les périodes de débâcles associées à des événements climatiques particuliers.

Nous allons nous intéresser dans le paragraphe suivant aux proportions des faciès en fonction des terrasses.

V.1.2.2 Epaisseurs caractéristiques

La grande variabilité dans la qualité de la description des sondages peut induire des biais dans l'analyse de l'épaisseur des dépôts unitaires de ces différents faciès puisque certains sondages ne comportent qu'une seule unité sédimentaire. L'évaluation de ce biais possible a été menée à partir de l'analyse des histogrammes de distribution des quatre grandes classes granulométriques dominantes ; argile, silt, sables et galets.

Pour chaque groupe, les histogrammes présentent des distributions semblables, les fortes épaisseurs ne sont représentées que par de rares points (Figure V-10).

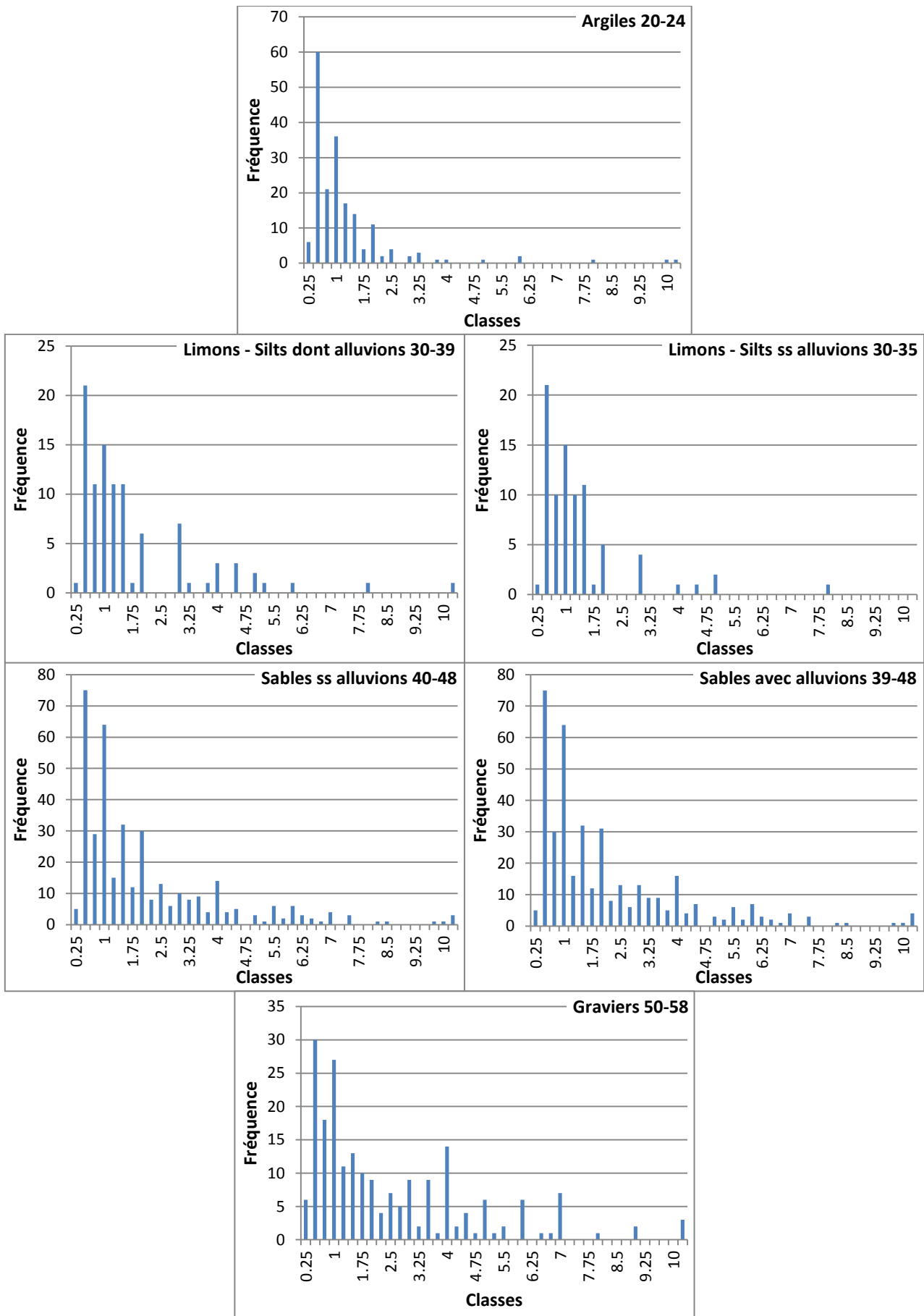


Figure V-10. Histogramme de fréquence de l'épaisseur des niveaux par faciès.

Pour chaque classe granulométrique, nous avons repris les descriptions des sondages correspondant aux fortes valeurs. Pour tous les faciès, celles-ci correspondent à une description rapide du sondage avec une lithologie unique moyenne. Nous avons choisi de placer le seuil de coupure entre la première épaisseur provenant de sondages dont la description est détaillée et la dernière issue d'un sondage décrit en une couche unique (Tableau V-2).

Tableau V-2. Détail du tri effectué d'après les descriptions de sondages avec lithologie unique.

	Nb	Epaisseur max (m)	Nb grandes valeurs provenant de descriptions simplifiées	Ep. max dépôt (m)	% valeurs retirées
2 - argiles	188	11	7	5	4
3 - limons/silts	115	8	4	5	3,5
4 - sables	612	15	11	7,5	1,5
5 - graviers	275	12	10	7	3,5

Nous avons retiré ainsi 32 sondages sur les 522, (soit 6 %). Le pourcentage en niveaux est plus faible (moins de 5 %) puisque nous n'avons retiré que des sondages décrits par une couche unique. Suite à ce retrait, les valeurs des maxima ont été largement écrêtées de 20 % au minimum (graviers) jusqu'à 50 % pour les limons.

C'est à partir de cette nouvelle base de données de laquelle les extrêmes attribués à des descriptions rapides ont été retirés que nous avons calculé les paramètres des épaisseurs des différents faciès (Tableau V-3).

Tableau V-3. Statistiques descriptives des granulométries au sein de la plaine alluviale (en épaisseur, m).

		Min	Max	Moy	Med	Ecart-type
Ensemble des alluvions	Argiles	0,07	5,00	1,00	0,80	0,76
	Limons avec alluvions	0,20	5,00	1,41	1,05	1,16
	Limons sans alluvions	0,20	5,00	1,13	1,00	0,86
	Sables sans alluvions	0,10	7,50	1,94	1,30	1,66
	Sables avec alluvions	0,10	7,50	1,99	1,40	1,69
	Graviers	0,10	7,00	2,18	1,50	1,83

Les épaisseurs moyennes des différents niveaux varient du simple au double (de 1 à 2 m) entre les argiles et les graviers.

Ces statistiques sont faites sur les sondages de l'ensemble de la plaine alluviale, nous allons maintenant analyser les proportions de ces faciès en fonction des nappes alluviales.

V.1.2.3 Distribution des faciès au sein des terrasses T1 et T2

Si l'on compare maintenant la distribution des épaisseurs des différents faciès entre les nappes alluviales T1 et T2, nous remarquons que les différences sont assez faibles (Tableau V-4) :

- les **niveaux argileux** de T1 sont plus épais que ceux de T2 de près de 50 % mais l'écart-type associé aux niveaux de T1 est aussi plus fort (peut-être à cause d'un nombre de données plus faibles) ;
- les niveaux limoneux de T1 sont plus épais de 35 % que ceux de T2 avec un écart-type plus faible ;
- les niveaux sableux de T1 sont presque de même épaisseur que ceux de T2 (plus épais d'environ 10 %) avec un écart-type T1 plus faible ;
- et les niveaux graveleux sont plus épais de 40 % dans la terrasse T1 que ceux de la terrasse T2 avec un écart-type quasi identique.

Tableau V-4. Statistiques descriptives des granulométries au sein de la terrasse T1 (en épaisseur, m).

		Min	Max	Moy	Med	Ecart-type
T1	Argiles	0,40	5,00	1,59	1,10	1,34
	Limons avec alluvions	0,30	4,00	2,23	1,75	1,23
	Limons sans alluvions	0,30	3,00	1,40	1,34	0,72
	Sables sans alluvions	0,10	4,80	1,77	1,55	1,11
	Sables avec alluvions	0,10	4,80	1,95	1,80	1,19
	Graviers	0,50	6,00	2,54	2,50	1,76
T2	Argiles	0,20	3,20	1,02	0,80	0,72
	Limons avec alluvions	0,40	5,00	1,29	0,80	1,30
	Limons sans alluvions	0,40	5,00	1,08	0,70	1,09
	Sables sans alluvions	0,20	6,60	1,74	1,10	1,45
	Sables avec alluvions	0,20	6,60	1,76	1,15	1,47
	Graviers	0,10	7,00	1,77	1,00	1,73

En termes d'épaisseurs cumulées, les proportions des faciès sont également très similaires entre les deux nappes alluviales (Figure V-11). Les deux terrasses sont composées à près de 60 % de sable et de 30 % de graviers. Les argiles et limons sont présents en proportions relativement semblables autour de 10-15 %.

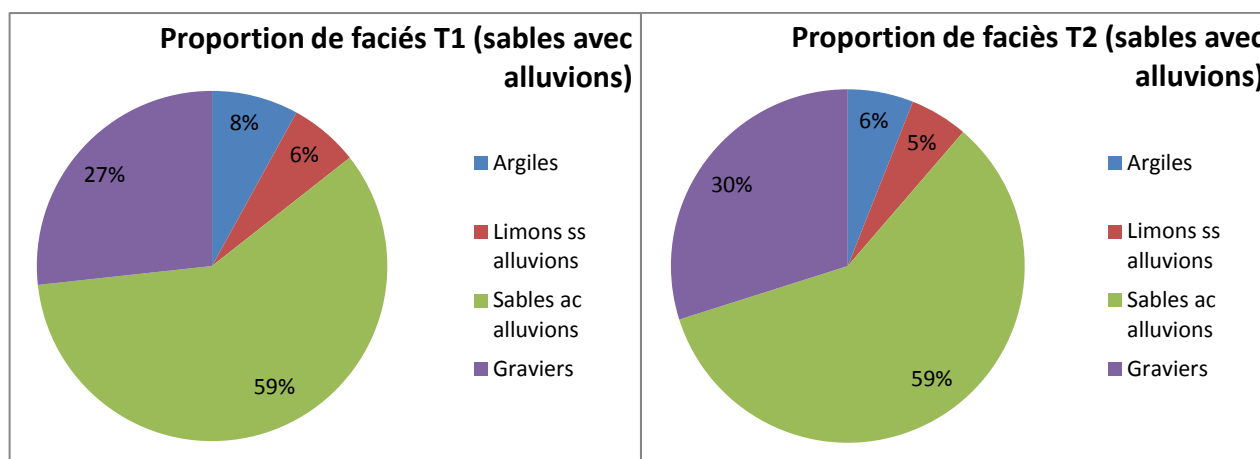


Figure V-11. Proportion des faciès au sein des terrasses T1 et T2.

Les alluvions (code 39 de la BD-Sondage) sont traitées avec les sables. Les graphiques des traitements de ces mêmes alluvions avec les limons sont visibles dans l'annexe D.

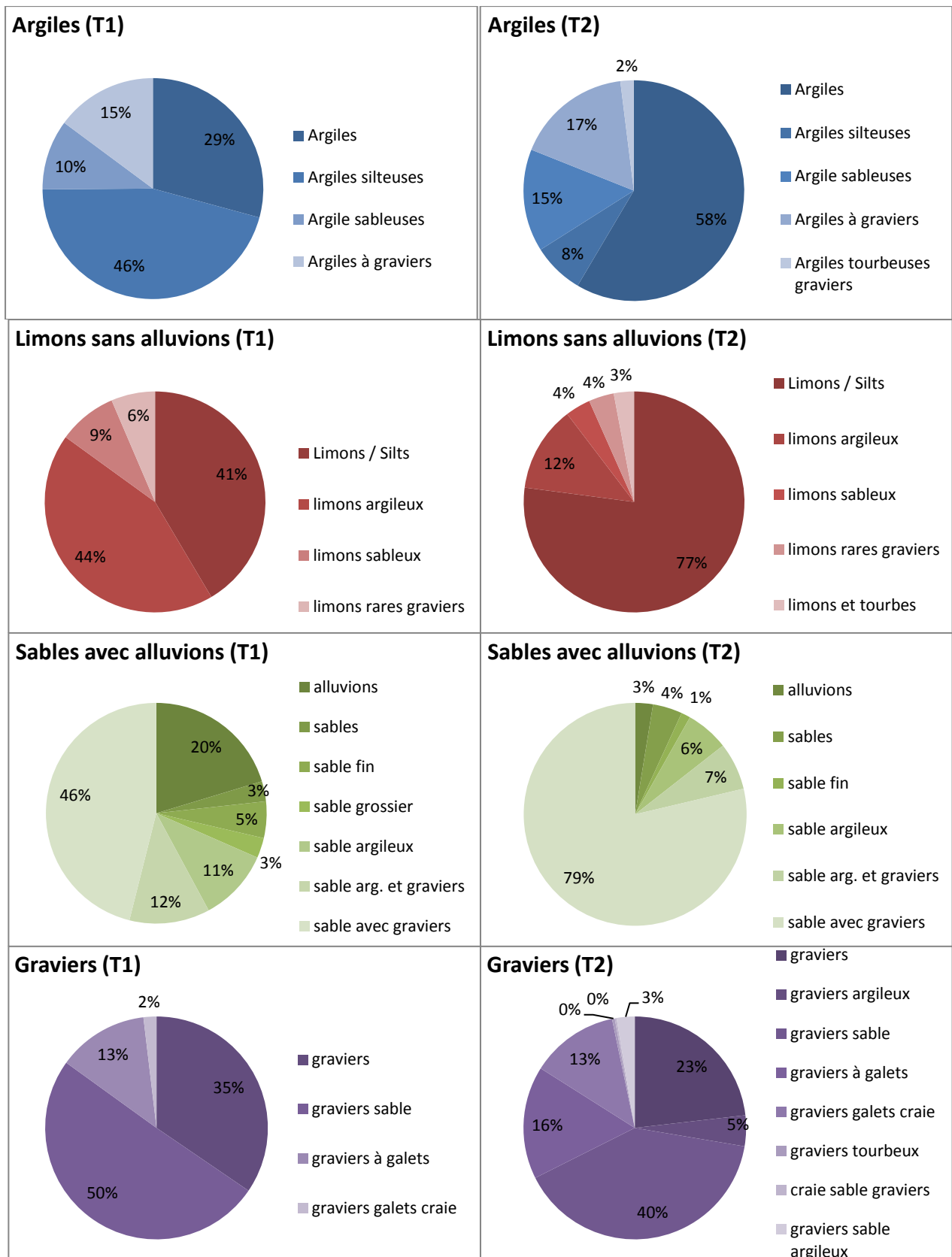


Figure V-12. Proportions des faciès mixtes en détail au sein de chaque grande classe granulométrique des terrasses T1 et T2.

La terrasse T2 semble posséder un remplissage similaire à celui de T1 si ce n'est une proportion plus importante d'argiles par rapport aux d'argiles silteuses que la terrasse T1. Des argiles tourbeuses sont présentes dans T2 mais ne sont pas présentes dans T1. Les limons sont moins argileux dans T2 que dans T1 et légèrement tourbeux. En ce qui concerne les sables, les proportions sont semblables hormis

pour les alluvions (sédiments non décrits précisément) qui sont présents à hauteur de 20 % dans T1 contre 3 % dans T2 et les sables et graviers moins présents dans T1 que dans T2. Il est probable que les 20 % d'alluvions de T1 correspondent en réalité à des sables et graviers ce qui augmenterait leur proportion à 66 % et rendrait équivalentes les différentes proportions de sables entre T1 et T2. Les graviers présents dans la terrasse T2 sont nettement plus hétérogènes. Ils se composent de graviers argileux et de graviers et sables argileux de manières significatives par rapport aux graviers tourbeux qui ne sont pas décrits dans T1. Ces différences de granulométrie dans les graviers vont influencer en grande partie la perméabilité car les argiles associées aux graviers vont jouer un rôle de barrières.

En ce qui concerne les nappes T3a et T3b, il est très discutable de faire la même analyse puisque nous savons que ces deux nappes sont emboîtées dans T1, T2 et parfois T3b dans T3a, (cf. I.3) cependant les descriptions sont disponibles en annexe D.

V.1.3 Distribution des hétérogénéités au sein de la plaine alluviale

La distribution des hétérogénéités peut s'aborder de plusieurs façons, soit à partir des faciès et des milieux de dépôts auxquels ils sont associés, soit à partir de leurs propriétés vis-à-vis des écoulements. Il faut savoir qu'il n'y a pas que les argiles et les limons qui ont une faible perméabilité, les classes granulométriques observées dans les sondages sont souvent des mélanges entre plusieurs classes comme par exemple des graviers argileux ou des argiles sableuses. C'est pourquoi il nous faut analyser plus finement les classes granulométriques mixtes à l'intérieur de chaque grande classe.

Nous ne traitons pas la répartition en environnement de dépôts car la très grande partie des faciès est associée aux écoulements chenalés et les diagrammes sont très voisins, le détail des codes de la variable correspondant aux paléo-environnements est disponible en annexe D.

V.1.3.1 Barrières de perméabilité

Jusqu'ici nous avons traité les différents faciès d'un point de vue granulométrique. Dans ce paragraphe, nous proposons de nous intéresser à leurs propriétés vis-à-vis des écoulements hydrauliques.

Lors de l'homogénéisation, l'analyse des faciès a montré qu'il existait des faciès triés, caractérisés par une granulométrie relativement homogène (sable, graviers) et d'autres présentant une forte hétérogénéité granulométriques (sables argileux, argiles sableuses, etc...). Les paramètres de porosité (Tableau V-5) et perméabilité des faciès triés sont accessibles à partir de nombreuses études. Par contre les travaux sur les faciès présentant des hétérogénéités granulométriques sont moins fréquents et ne couvrent pas forcément tous les faciès identifiés au cours de ce travail.

Tableau V-5. Valeurs caractéristiques des porosités totales et efficaces des sédiments.

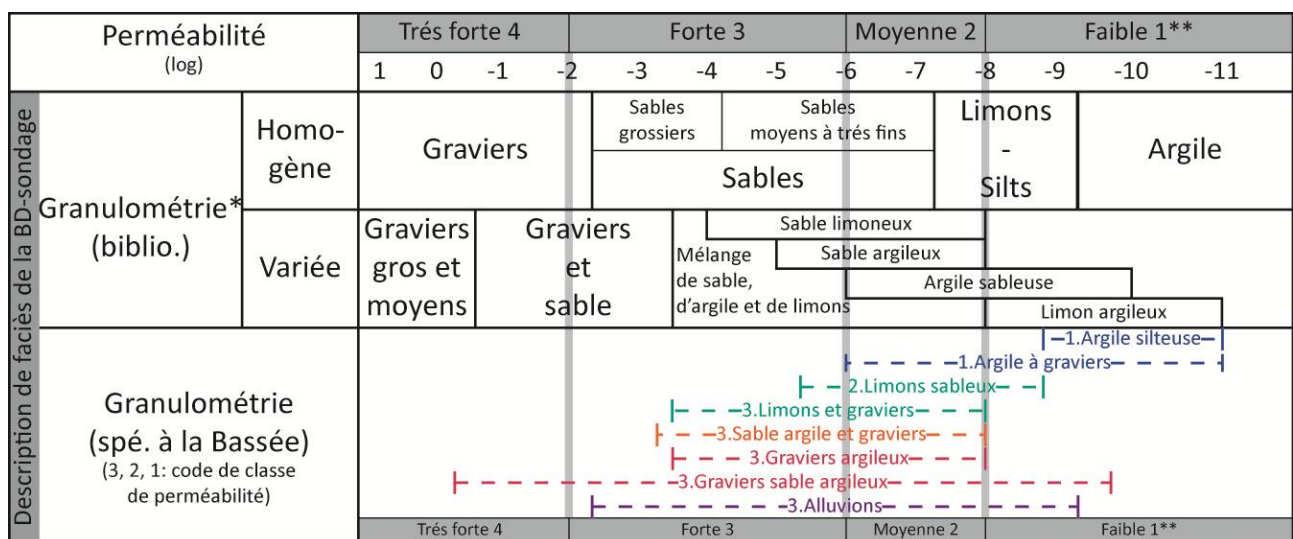
Sédiments	Porosité totale (%)	Porosité efficace (%)
Sable et graviers	25 à 40	15 à 25
Sable fin	30 à 35	10 à 15
Limons	35 à 45	1 à 5
Argile	40 à 50	1 à 2

Dans les mesures de porosité est distinguée la porosité totale de la porosité efficace (volume et géométrie des vides connectés dans les sédiments). L'écart entre les deux est variable en fonction du type de sédiments ce qui explique les contrastes de perméabilité associés aux différents types de sédiments.

Les travaux de Carsel and Parrish (1988) font référence sur les caractéristiques de la distribution de la rétention de l'eau dans les sols. Pour couvrir l'ensemble des faciès identifiés au cours de cette étude, nous avons choisi de nous appuyer sur des classifications qui prennent en compte une plus large gamme de granulométries (www.esrifrance.fr/sig2009/sigenis.htm et ftp://ftp.fao.org/fi/CDrom/FAO_training/FAO_training/general/x6706f/x6706f09.htm). Ces dernières nous permettent d'établir une gamme de perméabilité cohérente pour l'ensemble des faciès décrits dans les sondages de la Bassée qu'ils soient triés (faciès dits propres) ou présentent un mélange granulométrique (faciès dits hétérogènes) (Figure V-13).

Nous avons complété le précédent tableau par des plages de valeurs plausibles pour les faciès comportant des granulométries variées :

- les **argiles silteuses** - valeur plus faible que les argiles sableuses et limon argileux ;
- les **argiles à graviers**, si les graviers sont très dispersés (sans contact), nous avons considéré qu'ils auraient peu d'influence sur la perméabilité car complètement emprisonnés dans une matrice argileuse très imperméable. Si leur fréquence est plus importante, la présence de graviers facilitera les écoulements ce qui augmentera la perméabilité ;
- les **limons sableux** - perméabilité entre les argiles sableuses et le sable limoneux ;
- les **limons et graviers** - perméabilité inférieure à celle des sables et graviers et supérieure à celle des limons argileux ;
- les **sables argiles** et graviers - valeur très voisine du sable/argile et limon ;
- les **graviers argileux** - très imperméable si la matrice argileuse enrobe les grains, valeur très proche de celle des argiles ;
- les **graviers sables argileux** - caractéristiques similaires aux graviers argileux mais avec une gamme de perméabilité plus grande du fait du mélange de trois granulométrie ;
- les alluvions correspondent à un faciès vague, que nous avons considéré soit comme des sables ou limons, nous leur attribuons une perméabilité comparable à celle des sables ;
- les faciès très riches en matière organique (tourbe) ne sont pas présents dans cette figure car ils sont très peu présents dans le remplissage, mais la perméabilité de ces dépôts est très variable fortement en fonction du type de matière organique.



* <http://www.esrifrance.fr/sig2009/sigenis.htm>
<http://www.adopta.fr/fiches/Conf3/2-InterventionBarbaraLOUCHE.pdf>
ftp://ftp.fao.org/fi/CDrom/FAO_training/FAO_training/general/x6706f/x6706f09.htm
 **pratiquement imperméable

Figure V-13. Comparaison des perméabilités en fonction des faciès présents dans les descriptions de forage de la base de données BD-Sondage.

Cette échelle, nous permet, étant donné les incertitudes associées aux descriptions des faciès, de classer les principaux faciès en quatre grandes classes de perméabilité (très forte, forte, moyenne et faible) sans les faciès de dépôts. Quatre des faciès principaux sont associés à une perméabilité très forte (uniquement des graviers). Douze des faciès principaux sont considérés comme ayant une perméabilité forte (majoritairement des graviers et des sables), huit une perméabilité moyenne (principalement des sables et des limons) et sept une perméabilité faible (uniquement des limons et des argiles) (Tableau V-6).

Tableau V-6. Correspondance des codes granulométriques des différents faciès avec les classes de perméabilité.

Classes de perméabilité	Faciès (code granulométrique)
Très forte (4)	Graviers (57, 54, 53, 50)
Forte (3)	Graviers (58, 56, 55, 52, 51), sables (48, 47, 43, 42, 40), limons silts (34), alluvions (39)
Moyenne (2)	Graviers (51), sables (46, 45, 44, 41), limons/silts (35, 33) argiles (24)
Faible (1)	Limons/silts (32, 31, 30), argiles (23, 22, 21, 20)

Cette correspondance entre les codes granulométriques et les perméabilités, permet d'évaluer à partir des épaisseurs des différents faciès les proportions de ces différentes classes de perméabilité. Celles-ci sont, au premier ordre, assez semblables entre T1 et T2 avec toutefois une proportion légèrement plus importante de faciès moyennement et faiblement perméables dans la terrasse T1. Toutefois, il faudrait connaître la géométrie des dépôts qui peut également influencer les écoulements.

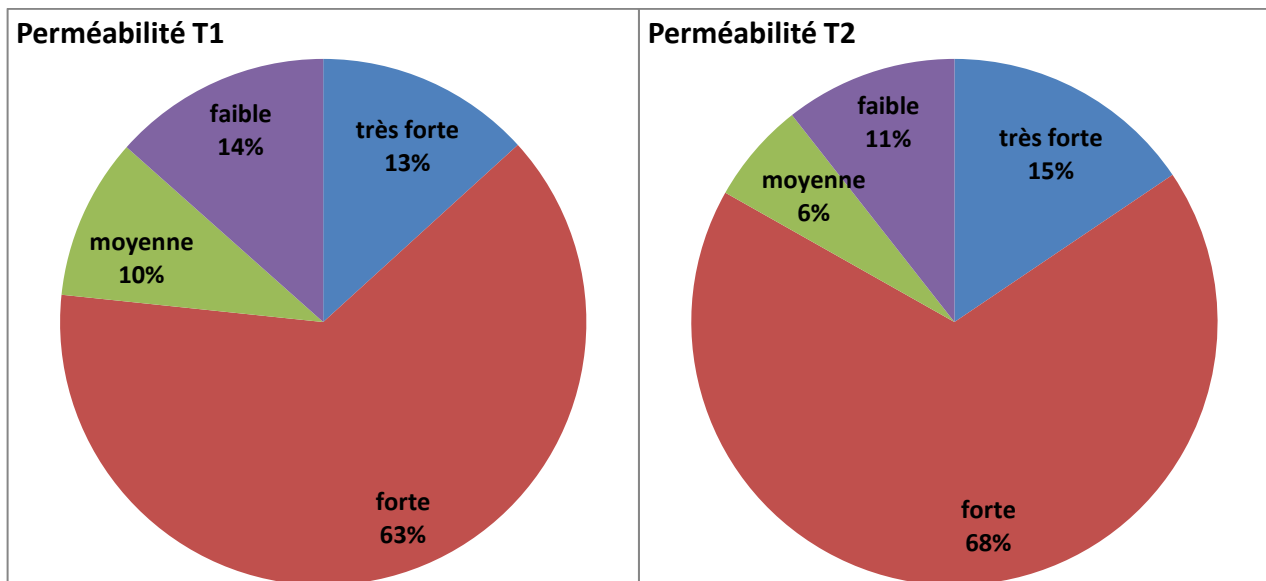


Figure V-14. Proportions des perméabilités en fonction des terrasses.

V.2 Analyse morpho-sédimentaire - géophysique

Les données de terrain (sondages, affleurements en carrière) nous ont permis d'identifier les différents faciès présents dans les nappes alluviales de la Bassée, d'en caractériser leurs proportions, leurs épaisseurs unitaires spécifiques. Cependant nous ne disposons que de peu d'informations sur l'architecture des corps sédimentaires constituant le remplissage. Nous avons abordé cette restitution à partir d'outils géophysiques, et plus particulièrement le Georadar.

Après une présentation de l'outil et des méthodes d'investigation et de traitement des données, les résultats des quatre sites d'investigations situés sur la nappe alluviale T2 sont présentés et discutés.

V.2.1 L'outil géoradar

Le géoradar ou **GPR** (*Ground Penetrating Radar*) est une méthode d'investigation géophysique de la subsurface et du sous-sol. Utilisée pour les premières fois en sciences de la Terre dans les années 90 (Neal, 2004), cette méthode d'investigation non destructrice est utilisée dans de nombreux environnements (fluvial, côtier, éolien, deltaïque...) et présente un intérêt certain dans les sédiments grossiers. Elle permet d'identifier des discontinuités présentes en profondeur jusqu'à 50 m au maximum. Elle s'appuie sur les principes de diffusion, de réflexion et de réception d'ondes électromagnétiques hautes fréquences. Les fréquences sont de l'ordre du MHz au GHz.

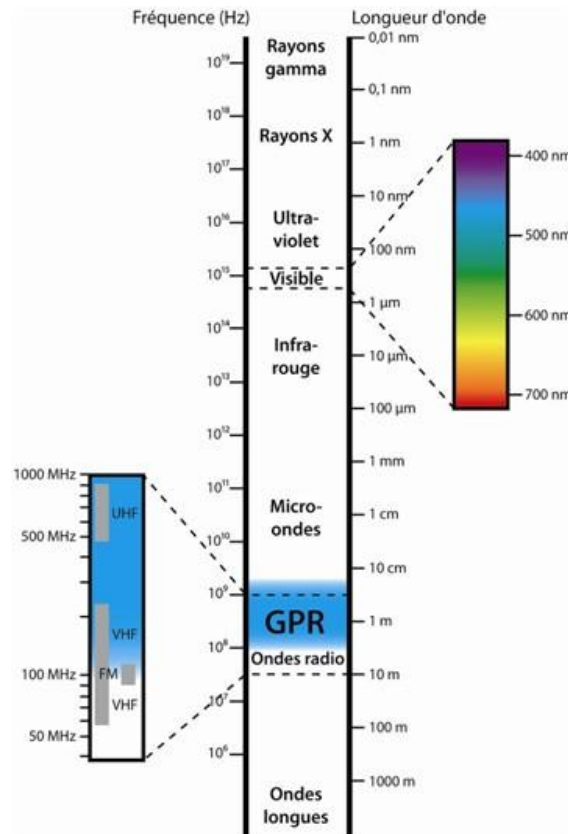


Figure V-15. Spectre électromagnétique et gamme de fréquences utilisées par le géoradar (Weill, 2010).

Dans un environnement de plaine alluviale cet outil puissant permet en complément d'autres méthodes [sondages, la prospection électrique, ... (Bersezio et al., 2007)], de reconstruire l'organisation spatiale d'unités morpho-sédimentaires et d'en comprendre l'évolution (Bristow and Jol, 2003; Hickin et al., 2009).

V.2.1.1 Principes

Lors d'une acquisition par géoradar, on obtient des profils composés d'une succession horizontale de traces verticales qui proviennent de l'émission d'un pulse électromagnétique. Lorsque les caractéristiques du milieu changent brutalement, une partie de l'onde incidente est réfléchie vers la surface. Cette onde réfléchie est captée par des récepteurs. La différence de temps entre l'émission et la réception de l'onde est ainsi calculée (Figure V-16).

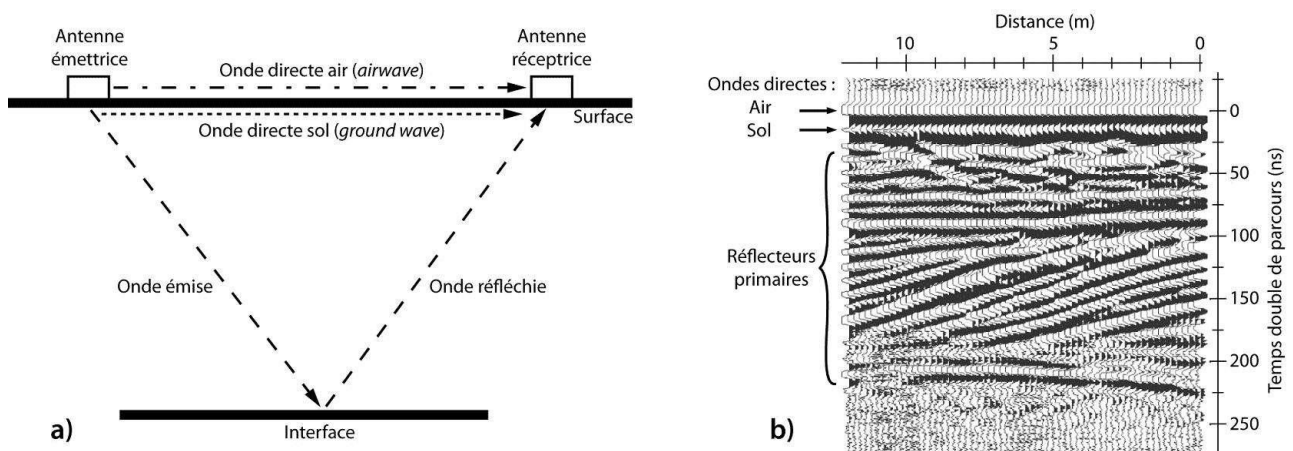


Figure V-16. a) Propagation des ondes radars directes et réfléchies entre l'émetteur et le récepteur, b) Exemple de succession horizontale de traces verticales montrant des architectures planes et obliques de réflecteurs, modifiée d'après Neal (2004).

Les profils permettent ainsi de mettre en évidence des structures sous la surface (habituellement inaccessibles), comme illustré ci-dessous, des sets de migration de barres sédimentaires, des surfaces d'érosions, des comblements de chenaux, etc. (Figure V-17).

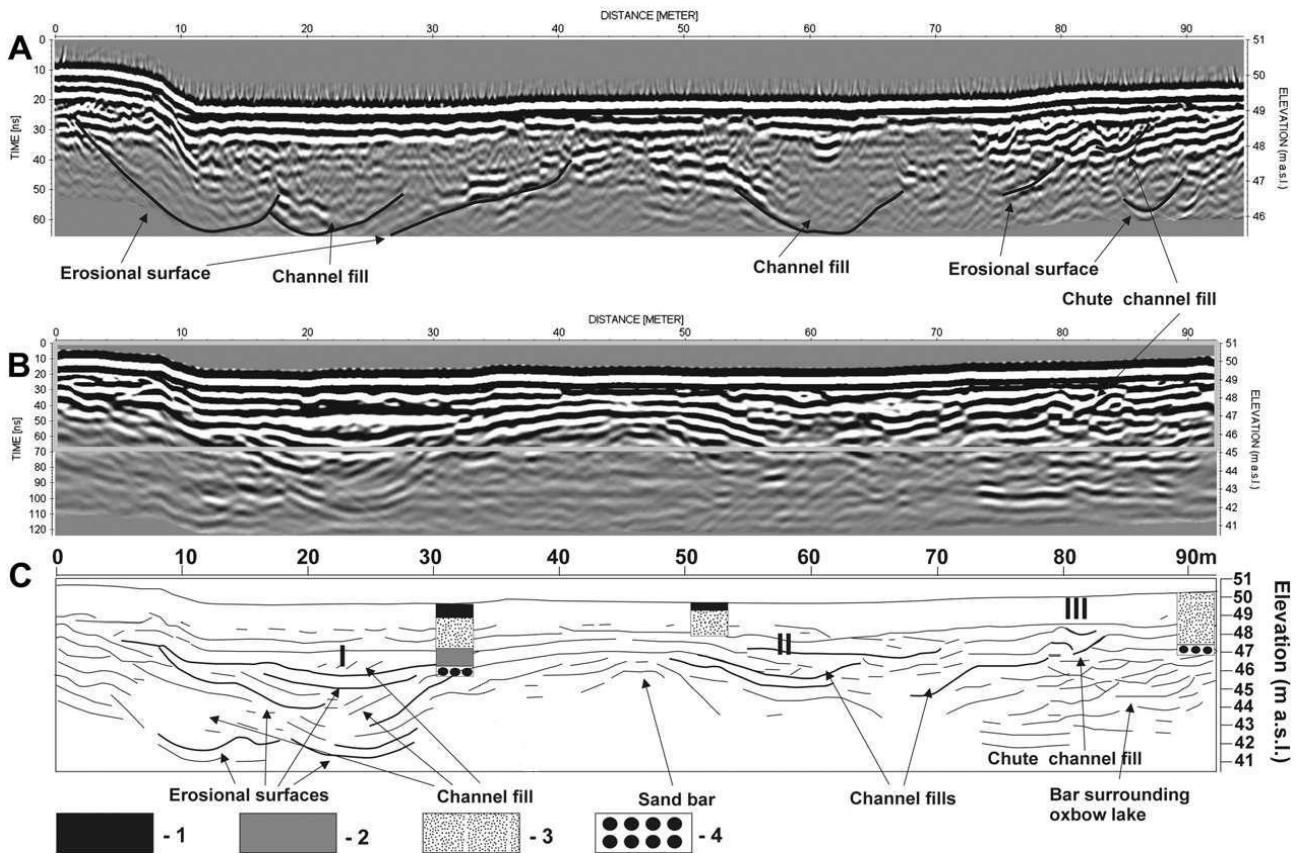


Figure V-17. Illustration de corps sédimentaires dans un remplissage alluvionnaire de l'Odra (Pologne) obtenue par géoradar (Slowik, 2011).

A : antenne de 250 MHz, B : antenne de 100 MHz, C : interprétation, 1 : tourbe, 2 : gyttjas, 3 : s. fin, 4 : s. grossier.

Le temps entre l'émission du pulse et la réception de l'onde réfléchi est appelé « temps double de parcours » (Two-Way Traveltime – TWT), il est mesuré en nanoseconde. Il est fonction de la profondeur à laquelle se situe l'interface et de la vitesse de propagation de l'onde dans le milieu en question. La propagation de l'onde électromagnétique dans le milieu est contrôlée par les propriétés du sédiment qu'elle parcourt : la permittivité diélectrique (ϵ), la conductivité électrique (σ) et la perméabilité magnétique (μ). La vitesse (v) est fonction de la fréquence (f) et des caractéristiques électromagnétiques du sédiment :

$$v = \frac{C_0}{\sqrt{\epsilon\mu \frac{1 + \sqrt{1 + (\sigma/\omega\epsilon)^2}}{2}}}$$

avec C_0 la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le vide (3.10^8 m.s^{-1}), et $\omega = 2\pi f$ la fréquence angulaire (rad.s^{-1}).

Dans le cas d'un milieu faiblement conducteur et amagnétique comme des sables et graviers, la vitesse peut être assimilée à une formule simplifiée de l'équation (1) où la vitesse est fonction de la permittivité diélectrique :

$$v = \frac{C_0}{\sqrt{\epsilon}}$$

La permittivité diélectrique de chaque matériau par rapport à l'air ($\epsilon \approx 1 \text{ F.m}^{-1}$) est différente (Tableau V-7).

Tableau V-7. Valeurs typiques utilisées de permittivité en fonction des matériaux d'après Jol (2008).

Matériel	Permittivité électrique relative ϵ
air	1
sable sec	3-6
sable humide	10-30
Sol (moyenne)	16
Eau	78-88 (en moyenne 80)

Le rapport air-eau-sédiment constitue un des éléments principaux dans la définition des caractéristiques électromagnétiques du milieu. Ainsi un réflecteur peut marquer un changement de porosité, donc de granulométrie ou d'arrangement des particules.

Le changement du rapport air-eau-sédiment du milieu sera plus facilement enregistrée qu'un changement de granulométrie car la permittivité des sables et graviers varie de 3 à 6 $F.m^{-1}$ en milieu sec prend une valeur 5 à 10 fois supérieure en milieu humide (10 à 30 $F.m^{-1}$) (Tableau V-7).

Des changements dans la quantité, le type de fluide occupant le réseau poreux, dans la porosité, et le type, la taille, l'orientation et l'arrangement des grains sont donc susceptibles de modifier la propagation de l'onde radar (Figure V-18).

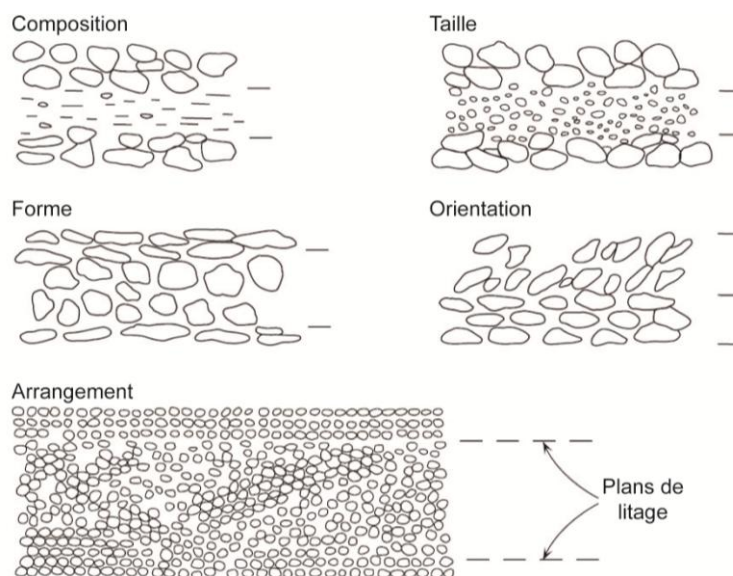


Figure V-18. Litage résultant de la composition, la taille, la forme et l'arrangement des grains, modifiée d'après Neal (2004).

Ces litages induisent des changements de porosité et de réponse radar.

V.2.1.2 Matériel utilisé

Nous avons disposé en tout de 4 antennes (3 antennes mono-fréquence de 200, 270 et 400 MHz et une antenne double fréquence de 300 et 800 MHz, Figure V-19). Ces antennes sont de marques GSSI (*Geophysical Survey Systems, Inc.*).

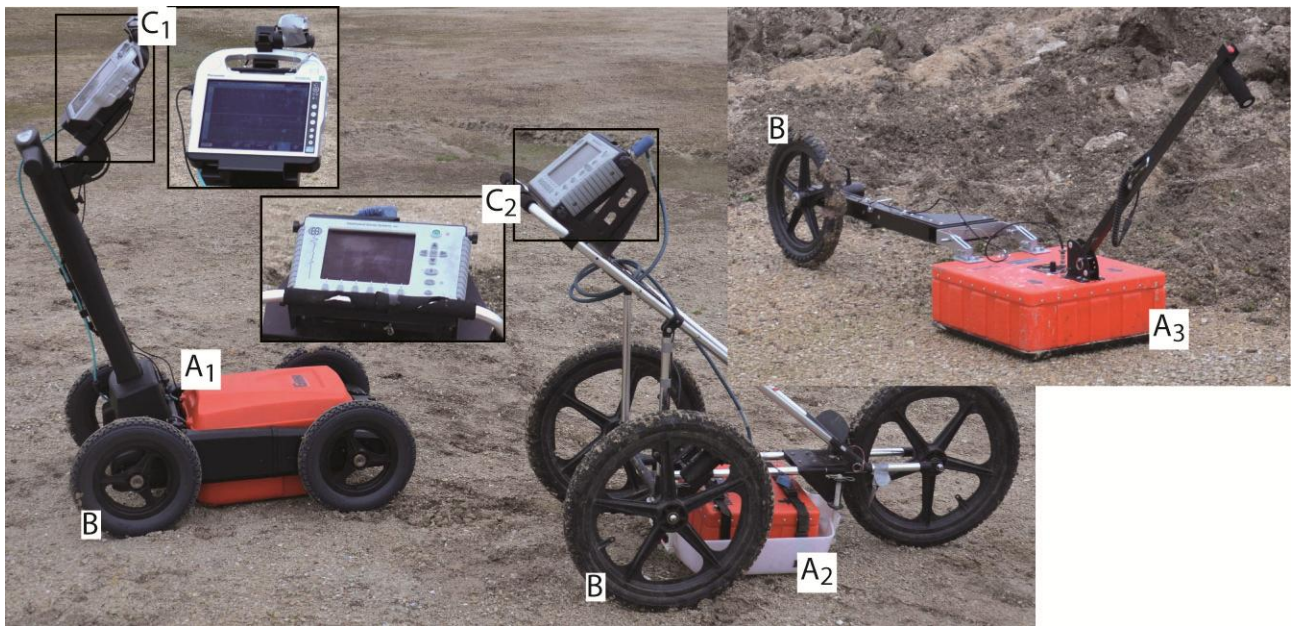


Figure V-19. Antennes radar et systèmes d'acquisitions GSSI.

A₁ : antenne double fréquence de 300 et 800 MHz, A₂ : antenne simple de fréquence 400 MHz et A₃ : antenne simple de fréquence 270 MHz ; B : roue codeuse, C₁ : station d'acquisition Panasonic H2 (tablette durcie), C₂ : station d'acquisition SIR 3000. L'antenne de 200 MHz est similaire à l'antenne A₃ mais légèrement plus grosse. Les antennes A₁ et A₂ sont montées sur des chariots qui permettent de les pousser, l'antenne A₃ est tirée.

Les antennes en contact avec le sol sont montées sur des chariots qui permettent leur déplacement. La station d'acquisition est reliée à l'antenne, ce qui permet l'enregistrement et la visualisation des profils en temps réel. La roue codeuse au préalable calibrée sur une distance de 10 m ce qui permet à la station d'acquisition de déclencher les tirs à une fréquence basée sur la distance parcourue, et ce quelle que soit la vitesse de déplacement. Cette fréquence qui définit la résolution horizontale des profils, était fixée à 100 scans/m pour l'antenne double (300-800 MHz) et à 50 scans/m pour les antennes de 270 et 400 MHz.

V.2.1.3 Traitement

Les données brutes nécessitent généralement un post-traitement qui dans le cadre de cette étude a été réalisé avec le logiciel Radan®7 (GSSI). Les opérations classiques sont :

- un **ajustement du gain** a été ajusté sur la verticale des profils ;
- un **stacking** afin de réduire la distorsion des échelles horizontales et verticales et d'avoir un rapport d'aspect plus naturel pour l'interprétation. Les principes du *stacking* consistent à moyenniser plusieurs traces, ou à diminuer la résolution horizontale en supprimant des traces. La deuxième option est utilisée par le logiciel Radan®7 (GSSI).

Les post-traitements des profils ont été légèrement différents en fonction des antennes utilisées pour l'acquisition :

- un *stacking* de 3 a été utilisé sur les profils échantillonnés à 100 scans/m (antenne double 300-800 MHz), c'est-à-dire que 3 traces sur 4 ont été supprimées ;
- un *stacking* de 2 a été adopté pour les profils échantillonnés à 50 scans/m (antenne de 200, 270 et 400 MHz).

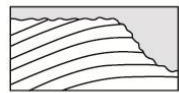
Au final, tous les profils présentent une résolution horizontale dégradée à 25 scans/m. Mis à part le *stacking* qui a été différent, l'ensemble des profils ont subi une suppression du bruit de fond (*background removal*) souvent due aux vibrations des antennes à cause du frottement sur les graviers, un réajustement de la profondeur 0 m du profil à la surface du début de la trace (*TimeZero*) et enfin un ajustement du gain (processus de visualisation).

Les profils ainsi traités ont été extraits dans un format image (.png) afin qu'ils puissent être importés et utilisés avec un logiciel de DAO. Les profils effectués avec l'antenne double ont été extraits en séparant les canaux d'acquisition car les différentes fréquences sont initialement liées. Il n'a pas été utile de faire de correction topographique car les dénivelés étaient peu prononcés.

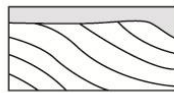
Les profils obtenus permettent d'observer des relations, des formes et des géométries entre des réflecteurs sous la surface qui sont décrits par la suite en fonction de leurs caractéristiques. Les réflecteurs traduisent l'arrangement des sédiments et nous fournissent une image du sous-sol (Figure V-20). Nous utiliserons par la suite dans les descriptions des profils les termes suivants.

A) Surfaces Radar : Géométries des réflecteurs

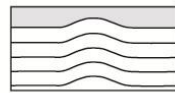
i) Limite supérieure



Surface d'érosion

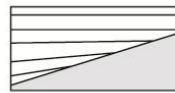


Toplap



Conforme

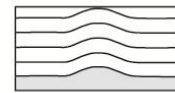
ii) Limite inférieure



Onlap



Downlap



Conforme

B) Faciès Radar : Terminologie descriptive

i) Configuration des réflecteurs : forme



Sans réflecteurs



Plan



Ondulé



Courbe : convexe

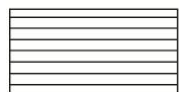


Courbe : concave



Courbe sigmoïdal

ii) Configuration des réflecteurs : pendage

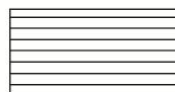


Horizontal

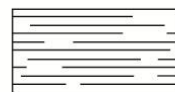


Incliné

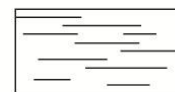
iii) Configuration des réflecteurs : continuité



Continu

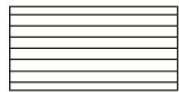


Modérément continu

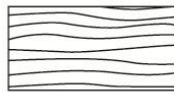


Discontinu

iv) Configuration des réflecteurs : relations géométriques entre réflecteurs



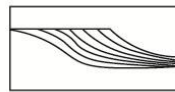
Parallèle



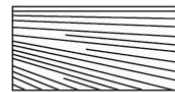
Sub-parallèle



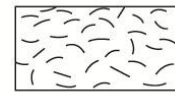
Oblique



Oblique tangentiel



Divergent



Chaotique

Figure V-20. Nomenclature des surfaces et des faciès radar pouvant être observés modifiées d'après Neal (2004).

A la sortie du logiciel, les profils géoradar sont présentés dans un référentiel comportant un axe des abscisses en mètres et un axe des ordonnées en temps double (nanosecondes) (*Two-Way Traveltime* ou *TWT*).

Les profils sont classiquement composés de deux parties principales (Figure V-21) :

- une zone supérieure contenant des réflecteurs relativement continus (Figure V-21, A) ;
- une partie inférieure du profil bruitée où il n'est pas possible de distinguer des réflecteurs même discontinus ou chaotiques (Figure V-21, A). Une zone sourde, correspond à une zone où les réflecteurs sont moins marqués mais discernables et à partir de laquelle il est possible de tirer de l'information (à ne pas confondre avec la zone bruitée) (Figure V-21, B).

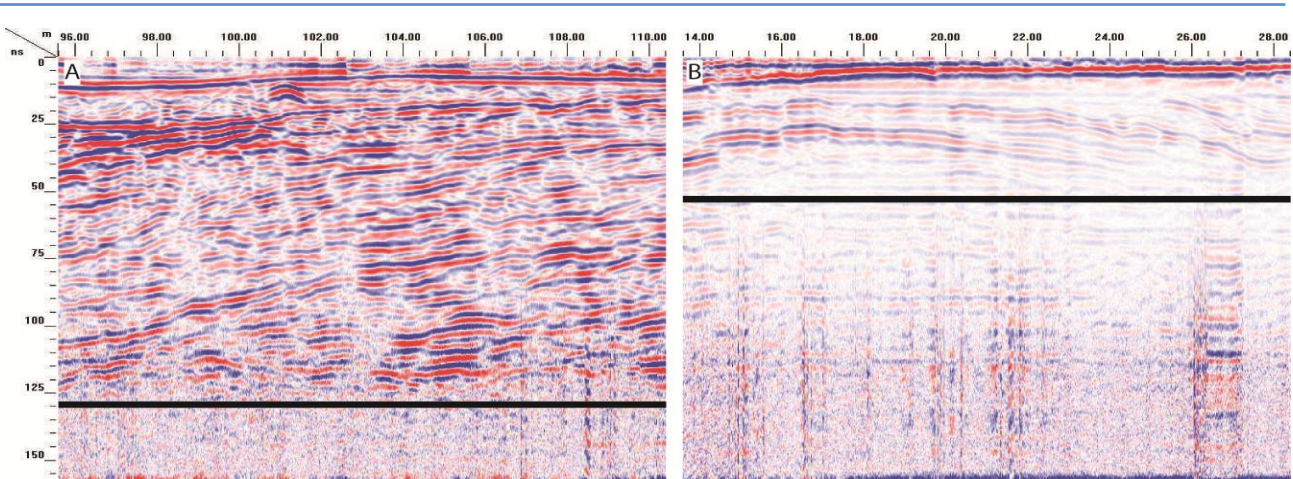


Figure V-21. Limite de pénétration des ondes radars (270 MHz) dans un même profil sur deux portions différentes. A : la limite entre la zone imagée par des réflecteurs (continus plans et inclinés) et la zone correspondant à du bruit se place à 125 nsTWT et B : exemple de zone sourde contenant des réflecteurs et la zone de bruit, la limite se place à 50 nsTWT.

Cette figure nous montre clairement la différence d'information qu'il est possible d'extraire d'un même profil, dans les mêmes conditions d'acquisition et avec le même matériel.

La conversion de ces images radar en géométries (profondeur et la largeur de chenaux, taille des corps sédimentaires) dans le cas d'un système méandrique ou des arrangements de corps sédimentaires dans le cas d'un système en tresse, nécessite d'effectuer une conversion de la vitesse des ondes radars en profondeur.

V.2.1.4 Conversion du temps de trajet double des ondes (ns) en profondeur (m)

Pour convertir le temps de trajet des ondes en profondeur, nous avons utilisé la technique du point milieu commun (**Common MidPoint** ou **CMP**). Cette méthode consiste à évaluer la vitesse de propagation de l'onde dans le milieu en faisant varier au fur et à mesure la distance entre deux antennes (une antenne émettrice et une réceptrice), et en mesurant les différences de temps de trajet entre chaque mesure.

Il a fallu pour appliquer cette méthode utiliser deux antennes de même fréquence, une unité centrale capable de gérer l'émission d'un signal depuis une première antenne et la réception du signal dans la seconde, une station d'acquisition et une alimentation (Figure V-22). La première mesure a été faite avec un espacement initial de 40 cm (Figure V-22) puis les suivantes avec un pas incrémental entre la source et le récepteur de 40 cm (20 cm de part et d'autre du centre : point milieu commun). Le profil fait en tout 14 m, de part et d'autre du point central (longueur imposée par la longueur des cables, 7 m). Cette mesure a été faite sur uniquement les 3 zones découvertes de la gravière des Ormes-sur-Voulzie dont nous verrons la localisation par la suite.

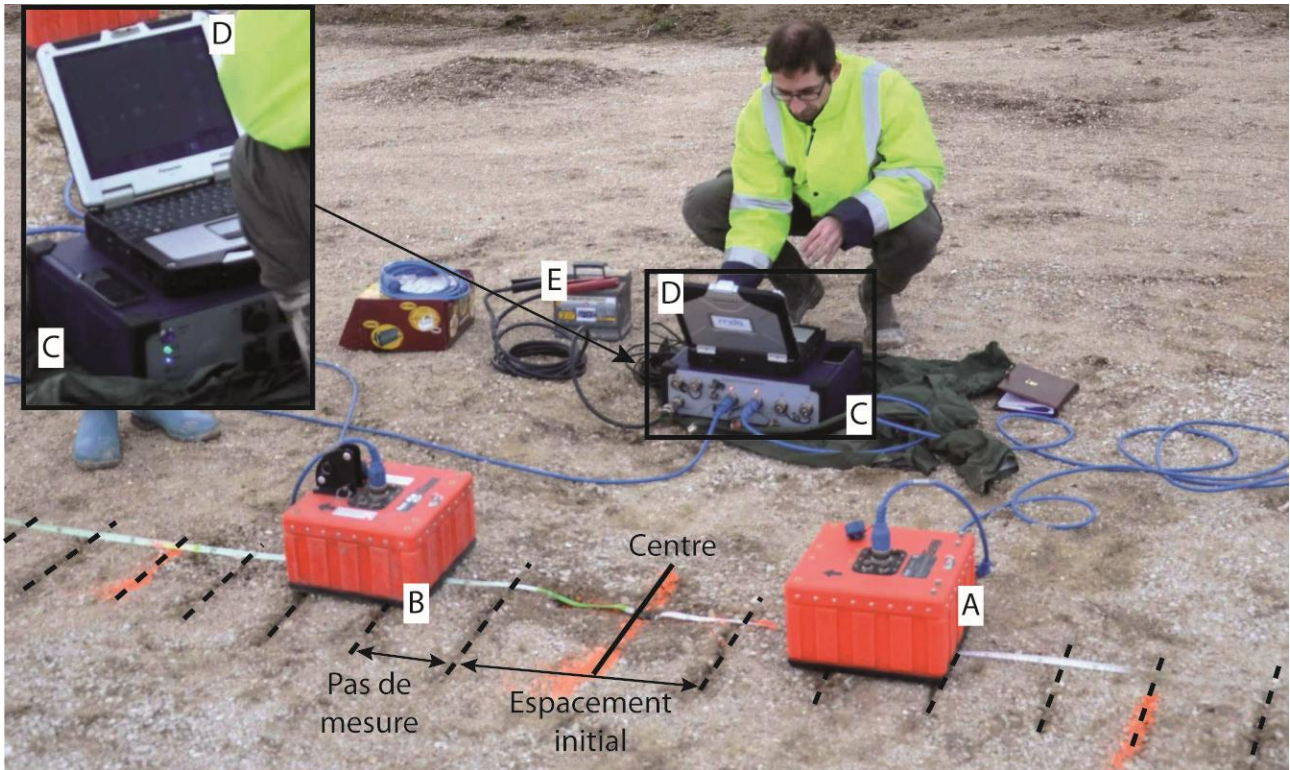


Figure V-22. Matériel utilisé pour le CMP.

A : antenne émettrice, B : antenne réceptrice, C : unité centrale, D : station d'acquisition (ordinateur portable) et E : alimentation (batterie).

Les profils radar obtenus par la méthode du **CMP** se présentent sous la forme d'un empilement de demi-hyperboles qui correspondent à des limites de couches de caractéristiques différentes (Figure V-23). L'axe horizontal représente la distance entre l'émetteur et le récepteur, l'axe vertical correspond au temps double de parcours de l'onde. Chaque hyperbole correspond à un réflecteur se trouvant à la verticale du point milieu commun. Plus les antennes sont éloignées du point milieu commun, plus le temps de trajet de l'onde jusqu'au réflecteur est grand, ce qui donne cette forme caractéristique des réflecteurs en hyperboles. Le premier réflecteur matérialisé par une droite correspond à l'onde directe.

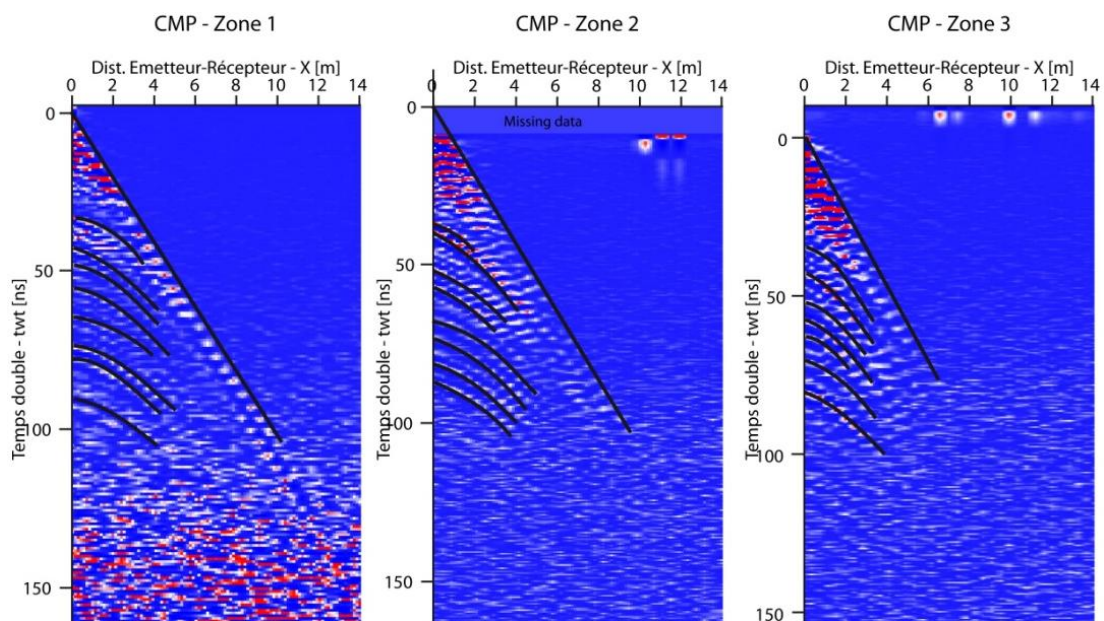


Figure V-23. Profil CMP acquis sur les 3 zones découpées de la gravière des Ormes-sur-Voulzie. L'onde directe et les hyperboles sont facilement identifiables et ont été retracées en noir.

Cette interprétation suppose bien entendu que les réflecteurs soient horizontaux et continus sur la distance d'offset maximale. Dans le cas d'un milieu homogène, le temps de trajet (aller et retour) de l'onde réfléchie s'écrit :

$$t^2 = \frac{x^2}{v^2} + \frac{4h^2}{v^2} = \frac{x^2}{v^2} + t_0^2$$

où t est le temps double (ns), x la distance d'offset, v est la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le milieu, h la profondeur de l'interface sur laquelle l'onde est réfléchie, et t_0 le temps double entre la surface et le réflecteur pour un offset nul.

Pour chaque zone, les hyperboles ont été identifiées, puis digitalisées afin de récupérer les valeurs numériques de leur tracé. Une régression d'ordre 2 est effectuée sur les points extraits de chacune des hyperboles (Figure V-24).

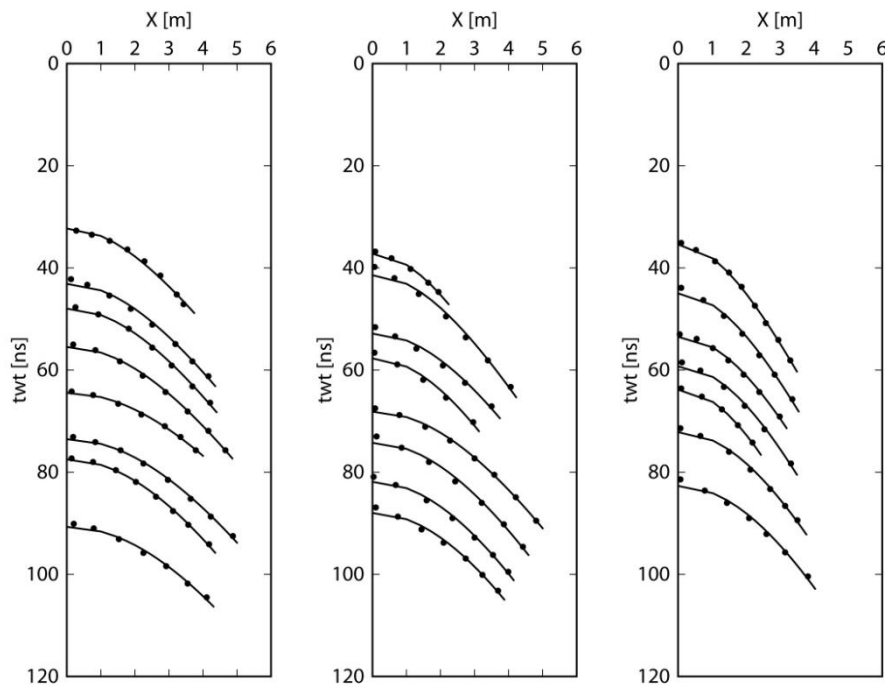


Figure V-24. Points extraits des hyperboles et régressions d'ordre 2 (lignes noires).
De gauche à droite : zone 1, 2 et 3.

Les hyperboles sont retracées dans l'espace (x^2, t^2) , où x est la distance entre l'émetteur et le récepteur (m), et t est le temps double de trajet (ns). Elles prennent alors la forme de droites d'équation :

$$t^2 = \frac{1}{V_{RMS}^2} x^2 + t_0^2$$

La pente de chaque droite est directement reliée à la vitesse de l'onde à l'interface considérée (Figure V-25). Cette vitesse, notée V_{RMS} dans l'équation, correspond, dans le cas d'un milieu hétérogène constitué d'un empilement de couches horizontales aux propriétés différentes, à l'intégrale des vitesses entre la surface et l'interface considérée :

$$V_{RMS}^2 = \frac{1}{t_0} \int_0^{t_0} v^2(t) dt = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta t_i$$

où N est le nombre de couches "d'épaisseur" Δt_i et de vitesse v_i .

Les valeurs obtenues sont cohérentes dans l'ensemble, entre 0,010 et 0,008 m.s⁻¹ dans la zone 1, entre 0,008 et 0,007 m.s⁻¹ dans la zone 2 et autour de 0,007 m.s⁻¹ dans la zone 3. On note une diminution des vitesses avec la profondeur, et à profondeurs égales, les valeurs de vitesse sont croissantes de la zone 1 à la zone 3.

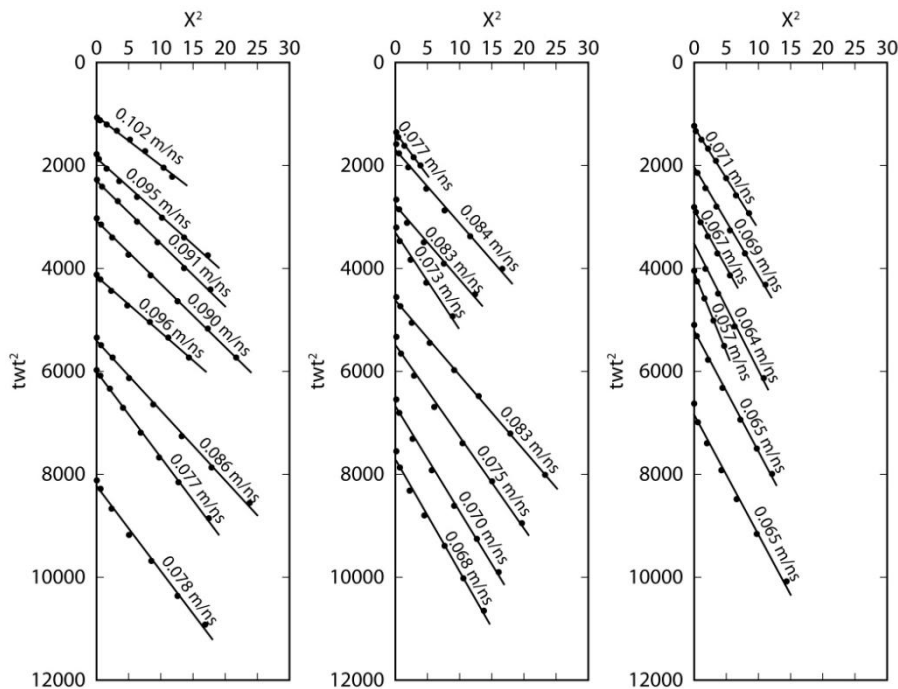


Figure V-25. Points extraits des hyperboles et régressions projetées dans l'espace (x^2 , t^2).

De gauche à droite : zone 1, 2 et 3. Les valeurs de vitesse pour chaque hyperbole sont calculées à partir des valeurs de pente.

Chaque valeur de vitesse obtenue correspond à la valeur de vitesse intégrée depuis la surface avec la contribution des couches supérieures jusqu'à cette nouvelle couche. Afin d'obtenir les valeurs de vitesse propres à chaque couche, ou plus exactement à l'intervalle entre deux hyperboles, il est nécessaire de déduire pour chaque couche la contribution des couches supérieures. En sismique, il est utilisé pour cela la formule de Dix (formule suivante) (Yilmaz, 1987; Tillard and Dubois, 1995) :

$$v_i^2 = \frac{t_i V_{RMS,i}^2 - t_{i-1} V_{RMS,i-1}^2}{t_i - t_{i-1}}$$

Pour la couche la plus superficielle, $v_1 = V_{RMS1}$. Ensuite, il suffit de calculer la vitesse de chaque couche de proche en proche vers le bas (Tableau V-8).

Il est bon de rappeler que les environnements que nous avons échantillonnés l'ont été durant plusieurs campagnes sur des terrains différents de la zone où nous avons effectué le **CMP**. De plus les conditions météorologiques n'étaient pas les mêmes et le niveau de la nappe (très proche de la surface, souvent pas à plus de 2 m) ne facilite pas l'échantillonnage car l'eau dans les pores du remplissage fait diminuer le pouvoir pénétrant des ondes électromagnétiques.

Tableau V-8. Calcul des vitesses par couche pour les 3 zones de la gravière des Ormes-sur-Voulzie.
 Pour les cellules surlignées en rouge, la valeur absolue de la vitesse au carré a été utilisée pour le calcul de la vitesse
 ($v_i^2 < 0$).

Zone 1					
Couche	Temps double (ns)	V_{RMS} (m.ns ⁻¹)	V_{RMS}^2 (m.ns ⁻¹)	v_i^2 (m.ns ⁻¹)	v_i (m.ns ⁻¹)
1	11.46	0.146	0.021	0.0212	0.146
2	22.66	0.121	0.015	0.0079	0.089
3	27.53	0.113	0.013	0.0037	0.061
4	35.10	0.109	0.012	0.0086	0.093
5	44.22	0.114	0.013	0.0171	0.131
6	53.24	0.099	0.010	-0.0057	(0.075)
7	57.23	0.089	0.008	-0.0175	(0.132)
8	70.47	0.087	0.008	0.0066	0.081
Zone 2					
Couche	Temps double (ns)	V_{RMS} (m.ns ⁻¹)	V_{RMS}^2 (m.ns ⁻¹)	v_i^2 (m.ns ⁻¹)	v_i (m.ns ⁻¹)
1	10.97	0.129	0.017	0.0166	0.129
2	14.63	0.119	0.014	0.0065	0.081
3	26.63	0.111	0.012	0.0101	0.101
4	31.53	0.095	0.009	-0.0091	0.095
5	41.86	0.102	0.010	0.0144	0.120
6	48.01	0.090	0.008	-0.0066	0.081
7	55.70	0.083	0.007	-0.0010	0.032
8	61.82	0.079	0.006	0.0013	0.035
Zone 3					
Couche	Temps double (ns)	V_{RMS} (m.ns ⁻¹)	V_{RMS}^2 (m.ns ⁻¹)	v_i^2 (m.ns ⁻¹)	v_i (m.ns ⁻¹)
1	26.77	0.079	0.006	0.0062	0.079
2	36.44	0.075	0.006	0.0040	0.063
3	45.00	0.072	0.005	0.0036	0.060
4	50.78	0.068	0.005	0.0001	0.010
5	55.38	0.061	0.004	-0.0065	0.081
6	63.68	0.069	0.005	0.0119	0.109
7	74.20	0.069	0.005	0.0045	0.067

En sismique, les vitesses croissent avec la profondeur. Or dans notre cas, les vitesses décroissent, ce qui rend l'analyse instable et conduit à des vitesses au carré négatives.

L'obtention d'un modèle précis de vitesse couche par couche n'a que peu d'intérêt, sachant que les terrains que nous avons échantillonnés connaissent des variations latérales et verticales de faciès. Cependant, le calcul des valeurs de vitesses de chaque couche indique que celles-ci n'ont pas les mêmes propriétés et nous fournissent un ordre de grandeur de la vitesse des ondes.

De manière générale et d'après des observations de terrain dans les zones de gravières exploitées, une partie du sédiment se trouve sous la nappe phréatique et l'autre au-dessus. Nous avons donc choisi d'établir un modèle moyen de vitesse à deux couches qui honore les observations. Si ce modèle ne reproduit pas parfaitement les petites variations de vitesses observées précédemment grâce au **CMP**, il aurait l'avantage d'être applicable sur l'ensemble des zones, à quelques incertitudes près. Ce modèle à 2 couches reflèterait ainsi la partie supérieure des sédiments, non-saturée en eau, et la partie inférieure, saturée en eau.

Il est possible d'appliquer sur les profils de vitesses de chaque zone (Figure V-26) un modèle de vitesse à deux couches avec en surface une couche de sable sec (permittivité diélectrique de 3,5) et en profondeur une couche de sable saturé (permittivité diélectrique de 25) qui permet d'identifier la position de la limite entre les deux couches (Figure V-26) :

- dans la zone 1, la base de la première couche se situe à 10–11 ns ;
- dans la zone 2, la base de la première couche se situe à 6 ns ;
- dans la zone 3, la base de la première couche se situe à 1,5 ns.

Les résultats des calculs de vitesses théoriques, obtenus grâce à la définition du modèle à deux couches (Figure V-26), correspondent assez bien aux valeurs dans la partie inférieure dans la couche de sables saturés. Cependant dans la partie supérieure, dans la couche de sable sec, il est impossible de définir si les vitesses théoriques correspondent aux vitesses réelles dans le sédiment, du fait de l'absence de réflecteurs permettant le calcul de ces vitesses.

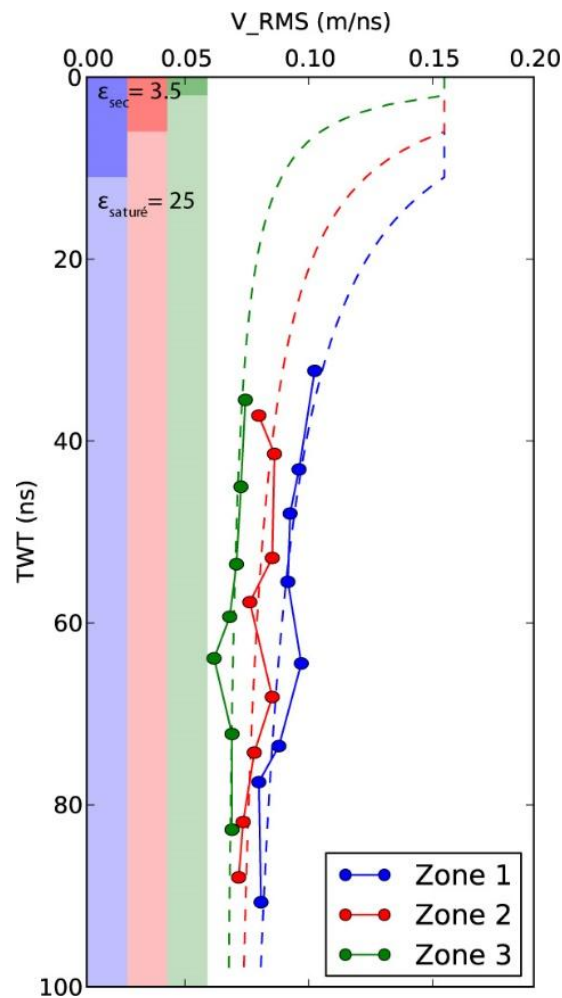


Figure V-26. Vitesses (V_{rms}) calculées à partir des pentes des hyperboles (traits pleins et points), modèle de vitesse à 2 couches (diagramme de gauche) et vitesses théoriques calculées à partir du modèle.

Il s'avère qu'il n'y pas un seul modèle de vitesses qui soit applicable mais bien plusieurs (Figure V-27). La figure ci-dessous présente un premier modèle (modèle 1) avec une première couche de sable sec (de permittivité de 3,5) de 10 nsTWT (comme dans la Figure V-26) ce qui représente, avec une vitesse de 0,16 m.ns⁻¹, une épaisseur de sédiments de 1,6 m. Cette couche est également compatible avec un autre modèle (modèle 2) avec une première couche de sable non-saturé dont la permittivité diélectrique est de 6,25 sur 20 ns, ce qui fait une vitesse de 0,12 m.ns⁻¹ soit 2,4 m d'épaisseur de sédiments.

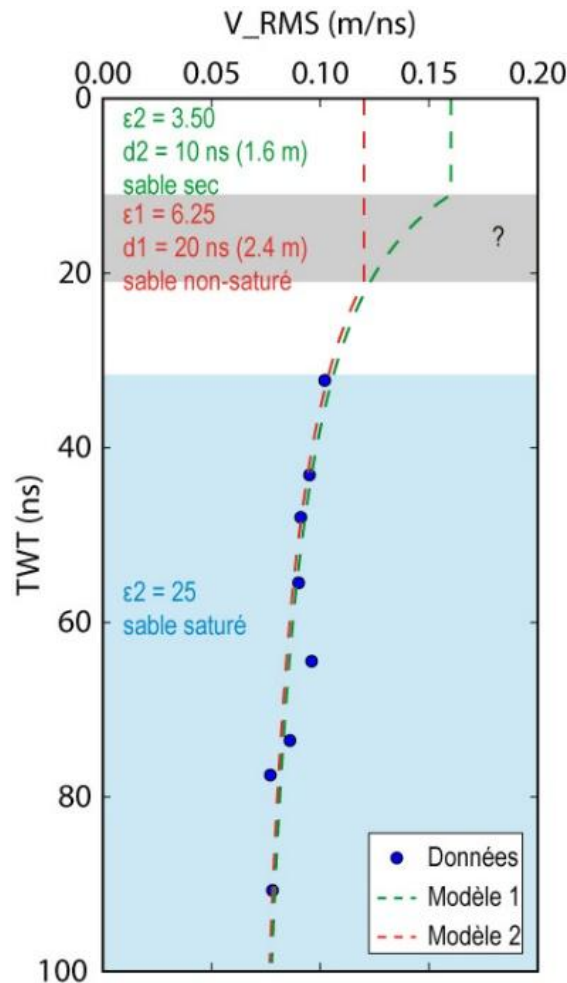


Figure V-27. Exemple de 2 modèles de vitesses appliqués à la zone 1 de la gravière des Ormes-sur-Voulzie.

L'intérêt de calculer différents modèles de vitesses est de voir si, après traitement et application de la migration dans le logiciel Radan®7 (GSSI), les conversions de temps en profondeurs donnent des valeurs correctes. Le logiciel permet d'effectuer une migration avec une constante diélectrique mais pas avec 2 comme dans le cas de notre modèle à deux couches. C'est pourquoi nous préférons conserver les profils en temps sur l'échelle verticale. Un modèle simplifié à une couche, avec une valeur moyenne de constante diélectrique, serait également envisageable à condition qu'il soit représentatif. Nous pourrions envisager une valeur correspondant à un mélange entre des sables secs et saturés.

V.2.2 Zones test

L'utilisation du géoradar dans des zones agricoles et boisées est rendue difficile par l'impact de la couverture superficielle (généralement composée d'argiles et limons) sur la qualité du signal, ce qui nous a conduits à faire des premières mesures sur une zone test avant de choisir les cibles.

Comme nous le verrons dans le sous-chapitre suivant, la présence de matériaux fins en couverture du site échantillonné est très pénalisante pour le géoradar. Nos investigations se sont portées sur des gravières en exploitation, en essayant de trouver des sites sur les différentes nappes alluviales identifiées.

Des essais préliminaires de prospections ont été effectués en mai 2012 (Weill et al., 2013). Ces deux secteurs se situent, pour le premier à l'amont de la plaine alluviale à Clesles et le second en aval de Nogent-sur-Seine à La Motte-Tilly (Figure V-28).



Figure V-28. Localisation des deux zones choisies pour les essais de prospection géoradar.

Ces deux secteurs tests présentent des caractéristiques morphologiques et lithologiques différentes :

- le secteur de **Clesles** se trouve en amont de la confluence de la Seine avec l'Aube. Dans cette zone, la Seine est large d'environ 20 m et présente plusieurs chenaux secondaires. L'utilisation des sols comprend des forêts alluviales, des forêts pour l'exploitation du bois et des parcelles agricoles (prés). La végétation est implantée sur des terrains argilo-limoneux dont l'épaisseur est de l'ordre de 60 cm. Environ 3 km de profils ont été acquis dans cette zone sur des routes et chemins carrossables à l'aide d'antennes émettrices de 200 et 400 MHz (Figure V-19, A) ;
- le secteur de **La Motte-Tilly** se situe sur une gravière exploitée par la CEMEX, à l'intérieur d'un large méandre de la Seine dont le rayon de courbure est de l'ordre de 600 m pour un cours d'eau unique d'environ 45 m de large. Lors de l'exploitation, les terrains superficiels argilo-limoneux sont dans un premier temps décapés afin de mettre à nu la surface des alluvions grossières (Figure V-29, A). L'épaisseur décapée représente ici entre 0,5 et 1 m (Figure V-29, B). Près de 2 km de profils ont été acquis sur cette zone à l'aide d'antennes de 200, 270 et 400 MHz. Les mêmes profils ont été acquis avec chacune de ces antennes de fréquences différentes (Figure V-19, A).



Figure V-29. A) Exemple de surface décapé par les exploitants des gravières, B) Couverture « stérile » ou sol décapé.

Le plan d'échantillonnage a été différent en fonction des deux sites. Sur le site de Clesles, il s'est fait le long de la chaussée et sur un chemin, ce qui donne des profils relativement longs (Figure V-30, A).

L'échantillonnage dans la gravière de la Motte-Tilly a quant à lui été réalisé sur une zone plus petite mais couverte par un maillage simple de profils (Figure V-30, B)

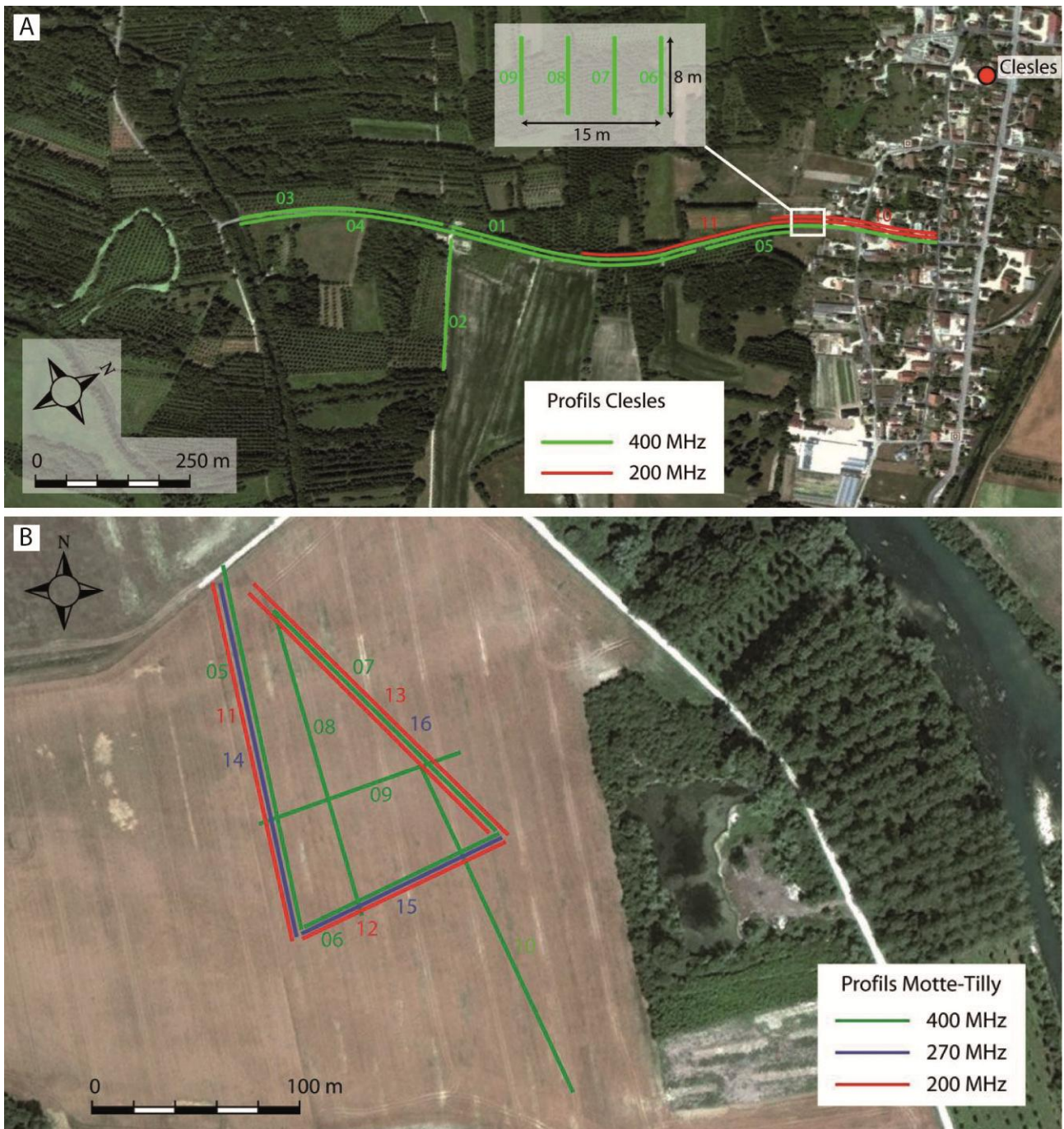


Figure V-30. Localisations des profils géoradars sur les sites A) de Clesles et B) de La Motte-Tilly.

A la suite de cette étude préliminaire, les résultats ont montré que les terrains du site de Clesles (terrains argileux) étaient peu propices au géoradar (Figure V-31) par rapport aux résultats obtenus sur le site de La Motte-Tilly dans la gravière. En effet, cette figure montre la portion du profil de Clesles fournissant le plus de réflecteurs. On remarque que le signal est très diffus et les réflecteurs peu visibles. Il est cependant possible de distinguer une série de réflecteurs montrant une migration vers le sud (partie supérieure du profil jusqu'à environ 1,5 m de profondeur). L'explication de ces images de mauvaise qualité est que les ondes radars (quelles que soient les fréquences) sont très rapidement bloquées par les matériaux argileux donnant des profils flous voire sans réflecteur.

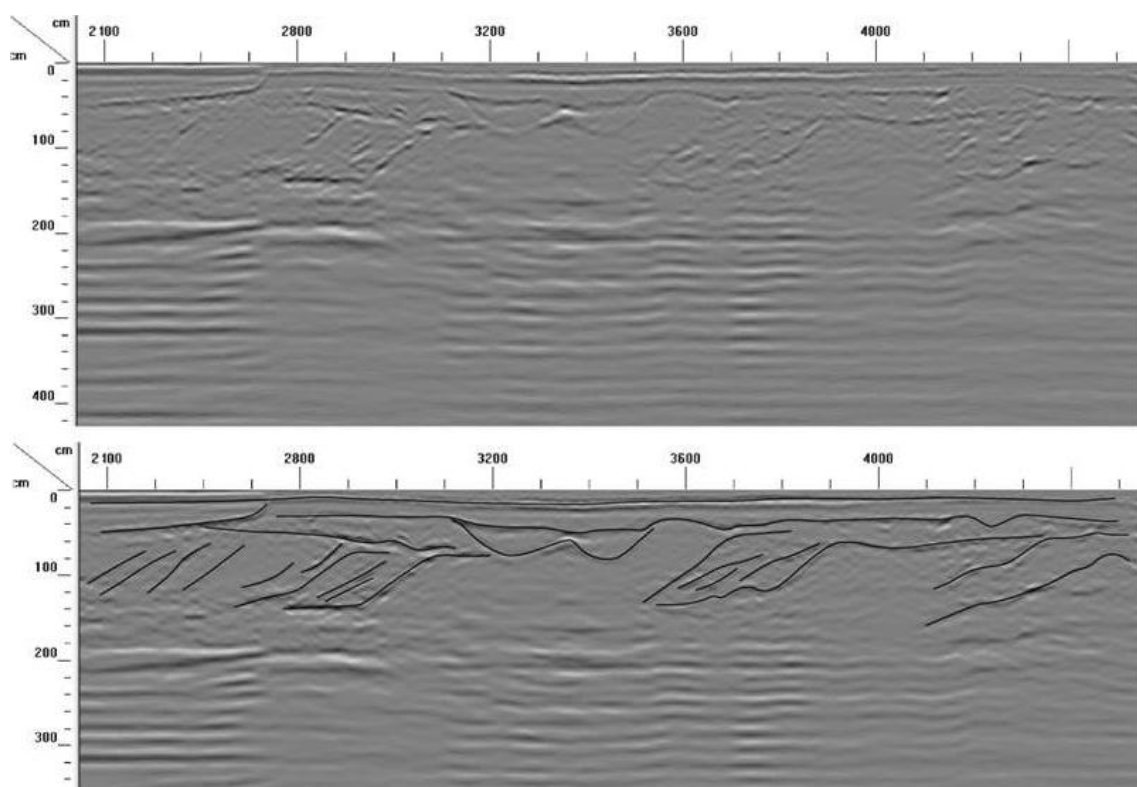


Figure V-31. Partie sud du profil 3 du site de Clesles (voir Figure V-30 pour localisation).

En haut : profil brut acquis avec une antenne de 400 MHz, en bas : profil interprété. Le sud du profil est à gauche.

En revanche, les résultats obtenus dans la gravière de La Motte-Tilly sont tout autres (Figure V-32). Ceux-ci fournissent des informations riches et distinctes grâce à des réflecteurs continus jusqu'à des profondeurs assez importantes (5 m) compte tenu de la proximité de la nappe phréatique.

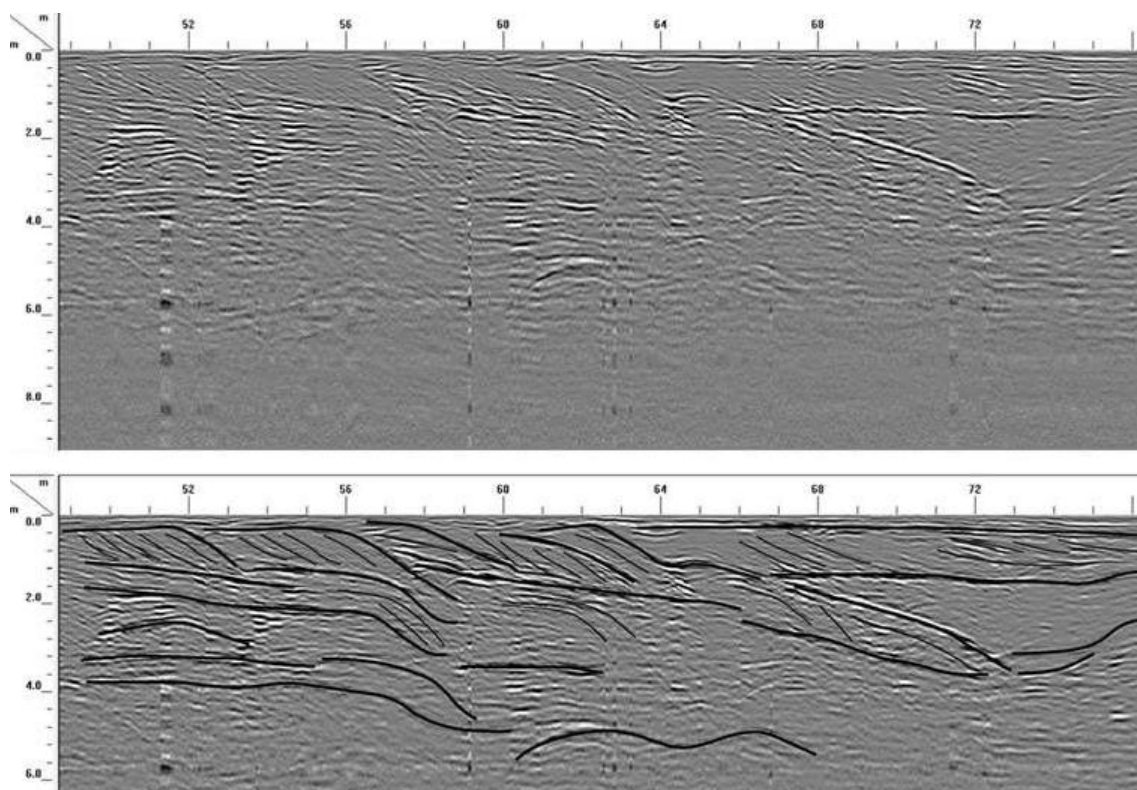


Figure V-32. Partie sud du profil 7 du site de La Motte-Tilly (voir Figure V-30 pour localisation).

En haut : profils brut acquis avec une antenne de 400 MHz, en bas : profil interprété. Le sud-est du profil est à gauche.

En effet, ce profil nous montre une structure de réflecteurs indiquant une migration principale vers le nord-ouest avec des sets de migration (traits gras) d'environ 7 à 10 m de long sur une épaisseur de 0,8 à 1,2 m sur 3 niveaux d'aggradation. Nous pouvons également observer une forme chenalisée d'une dizaine de mètres de large et profonde de 1,6 m. Le site de la Motte-Tilly sera de nouveau illustré dans la partie suivante.

Ces observations nous ont donc conduits à privilégier les gravières en exploitation dans lesquelles la partie superficielle des terrains a été décapée pour les campagnes géoradar suivantes.

V.2.3 Restitution des architectures sédimentaires

Les campagnes de mesures ont été réalisées essentiellement dans des gravières en exploitation (5 sites sur les 6). Ces sites se situent dans la zone centrale de la plaine alluviale de la Bassée entre Bray-sur-Seine et Nogent-sur-Seine (Figure V-33), les 5 gravières qui appartiennent toutes à la nappe T2, nous ne pourrions donc pas comparer les architectures sédimentaires entre les terrasses :

- le site des **Ormes-sur-Voulzie** (campagne février 2013) au nord de Bray-sur-Seine se trouve dans une gravière en exploitation d'A2C Granulats au centre de la plaine alluviale à environ 2 km en rives droite de la seine. Nous y avons réalisé près de 5 km de profils sur 3 zones décapées d'une surface totale d'environ 11 000m² à l'aide de 2 antennes différentes, une double de 300 et 800 MHz et une simple de 270 MHz ;

- le site de **la Ferme d'Isle** (campagne décembre 2014) se trouve à l'amont de Neuvry. Nous n'avons réalisé dans cette seconde gravière appartenant à A2C Granulats qu'un unique profil mais qui est d'une longueur supérieure aux précédents. Il mesure plus de 400 m de long, ce qui permet d'avoir une très bonne image de l'architecture d'une partie du remplissage ;

- le site d'**Hermé** (campagne décembre 2014) se trouve sur les alluvions de la plaine à la limite avec le versant nord. Nous avons réalisé près de 20 profils sur une zone décapée visiblement dans le but d'un inventaire archéologique et dans un champ labouré dont le sol était composé de beaucoup de sable et graviers. Étonnamment les profils obtenus dans la zone décapée ont fourni moins d'information que ceux effectués dans le champ même si les architectures de réflecteurs ne sont pas visibles sur l'ensemble des profils ;

- le site de **Villiers-sur-Seine** (campagne décembre 2014) se trouve au centre de la plaine entre un plan d'eau parallèle au canal de dérivation de Beaulieu à Villiers-sur-Seine et la Vieille-Seine. Les profils que nous avons réalisés, ont été obtenus dans un champ labouré au sol riche en matériaux résistifs tels que des sables et graviers. Nous avons acquis 6 profils.

- le site de **Courceroy** (campagne décembre 2014) se trouve dans une gravière en cours d'exploitation sur des surfaces décapées en rive droite de la Seine et le canal de dérivation de Beaulieu à Villiers-sur-Seine. Nous avons acquis dans cette gravière une dizaine de profils dont un qui mesure plus de 350 m de long ;

- et le dernier, le site de La Motte-Tilly que nous avons déjà décrit.

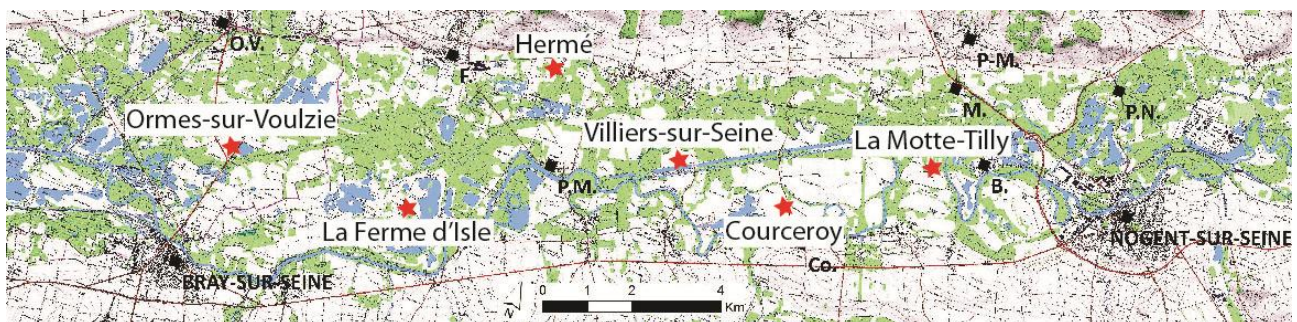


Figure V-33. Localisation des gravières échantillonnées entre Bray-sur-Seine et Nogent-sur-Seine.

O.V. : Les Ormes-sur-Voulzie, F. : Flamboin, P.M. : Port Montain, Co. : Courceroy, B. : Beaulieu, M. : Le Mériot, P-M. : Le Plessis Mériot et P.N. : Port St-Nicolas.

Ces gravières se situent entre Bray-sur-Seine et Nogent-sur-Seine essentiellement au centre de la plaine alluviale, mis à part le site de la gravière d'Hermé qui se situe à la limite nord de la plaine alluviale, proche du versant crayeux. Il s'avère que les profils obtenus sur ce site n'ont pas fourni de signal satisfaisant. Les alluvions semblaient pourtant présenter un faciès similaire à celui des autres gravières dans lesquelles les données sont exploitables. Nous limiterons donc la présentation des résultats aux quatre gravières dont les données sont interprétables.

Nous allons maintenant présenter les résultats obtenus par gravière. Nous les présenterons d'aval en amont. Cet ordre correspond également à un éloignement décroissant des gravières par rapport au cours de la Seine actuelle.

V.2.3.1 Gravière des Ormes-sur-Voulzie

Dans cette gravière, nous avons profité d'une large zone décapée pour échantillonner 3 zones distinctes selon un maillage de 5 m. Les profils que nous avons acquis ne sont pas très longs, au maximum 90 m sur la troisième zone (Figure V-35).

Les profils qui montrent le meilleur rapport entre qualité de l'information et profondeur de pénétration des ondes sont ceux obtenus grâce à l'antenne double et l'antenne de 300 MHz.



Figure V-34. Implantation des profils de mesure par GPR sur la zone 1 de la gravière des Ormes-sur-Voulzie. Les profils sont espacés de 5 m

Le profil C de la zone 1 (Figure V-35) illustre bien l'architecture des réflecteurs rencontrés dans la gravière des Ormes-sur-Voulzie. Nous pouvons dans un premier temps distinguer la limite entre la zone riche en réflecteurs et la zone de bruit autour 60 ns (temps simple). La partie supérieure présente des réflecteurs de différents types : plans, inclinés, oblique tangentiel avec des terminaisons en *toplap* et en *onlap*. Cette succession de réflecteurs traduit une forte migration des corps sédimentaires (réflecteurs obliques dans leur majorité) ainsi qu'une composante aggradante également importante (réflecteurs en gras). Nous remarquons que cette succession de réflecteurs ne traduit pas la migration d'un corps sédimentaire unique mais bien de plusieurs puisque les directions apparentes de migration sur une même horizontale (sur une même ligne temps) ne sont pas conformes et montrent des directions de migration apparente opposées. Chaque niveau d'aggradation fait environ 1,4 à 2 m d'épaisseur et lorsque les directions de migrations sont conformes les formations sédimentaires font plus ou moins 15 à 25 m de long. Cet enchevêtrement de réflecteurs laisse aisément penser à la structure sédimentaire que pourrait laisser dans ses dépôts un système en tresse avec des bancs longitudinaux et transverses.

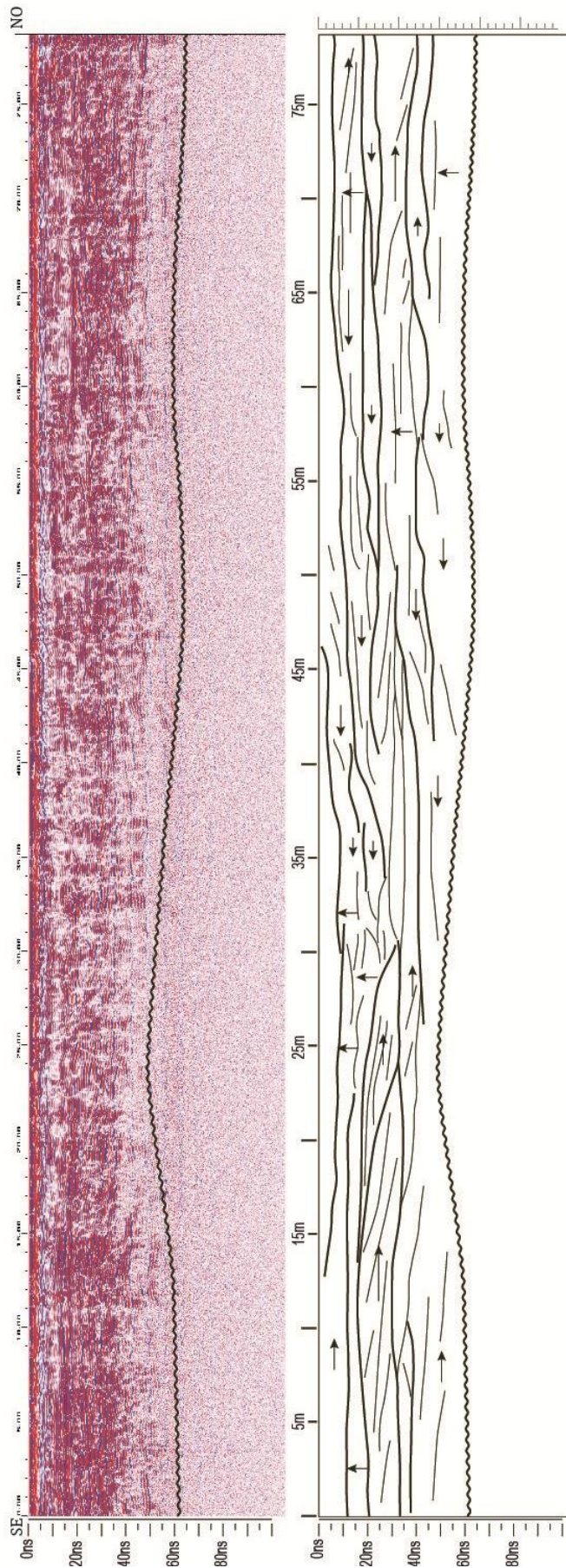


Figure V-35. Profils C de la zone 1 de la gravière des Ormes-sur-Voulzie.
 En haut : profil traité, en bas : interprétation.

V.2.3.2 Gravière de la Ferme d'Isle

L'acquisition des profils sur cette gravière a été faite sur le chemin d'accès aux zones d'extraction que nous n'avons pas pu échantillonner car elles se situent sous le niveau de la nappe phréatique. Cependant ceci nous a permis d'effectuer un profil d'une assez grande longueur (450 m au maximum).

Nous pouvons constater sur ce profil (Figure V-36) que l'architecture des réflecteurs est différente de celle du profil du site des Ormes-sur-Voulzie. Les réflecteurs présentent des terminaisons en *toplap* et en *downlap* mais des directions de réflecteurs assez conformes horizontalement. On identifie une forme chenalisée sur le profil (Figure V-36, B, C, D) puis des réflecteurs présentant une aggradation ainsi qu'une migration principalement vers l'ouest. Au niveau de la forme chenalisée, nous avons effectué un sondage à la tarière à main (sondage FEITA), la datation d'un fragment de matière organique y a fourni un âge de 13 650 ans cal. BP à une profondeur de 2,20 m.

Cette architecture conduit à interpréter l'organisation des réflecteurs comme appartenant à un système méandriforme. Nous pouvons voir sur ce profil de 0 à 120 m des réflecteurs montrant une direction de migration continue vers l'ouest avec une composante aggradante. Ces structures correspondent vraisemblablement à l'architecture interne d'un banc d'accrétion latérale composé de 3 sets de migration d'environ 50 à 60 m de long et d'une forme chenalisée comblée d'environ 4 m de profondeur. Le reste du profil fournit des informations similaires, avec majoritairement des réflecteurs horizontaux et obliques, ceux-ci étant le résultat d'une migration d'un corps sédimentaire également vers l'ouest du profil ainsi que son aggradation (Figure V-36, E, F, G).

Cette architecture sédimentaire est très probablement liée à un système méandriforme. Les études ont montré que la largeur du chenal représente environ 1,5 fois la longueur d'un set de migration latérale (Allen, 1965b; Moody-Stuart, 1966). En utilisant cette relation, nous pouvons estimer une largeur d'environ 75-90 m, ce qui correspondrait à la famille 3 observée dans T2 mais attribuée à T1 du fait de la faible largeur préservée en surface (*cf.* Chapitre IV).

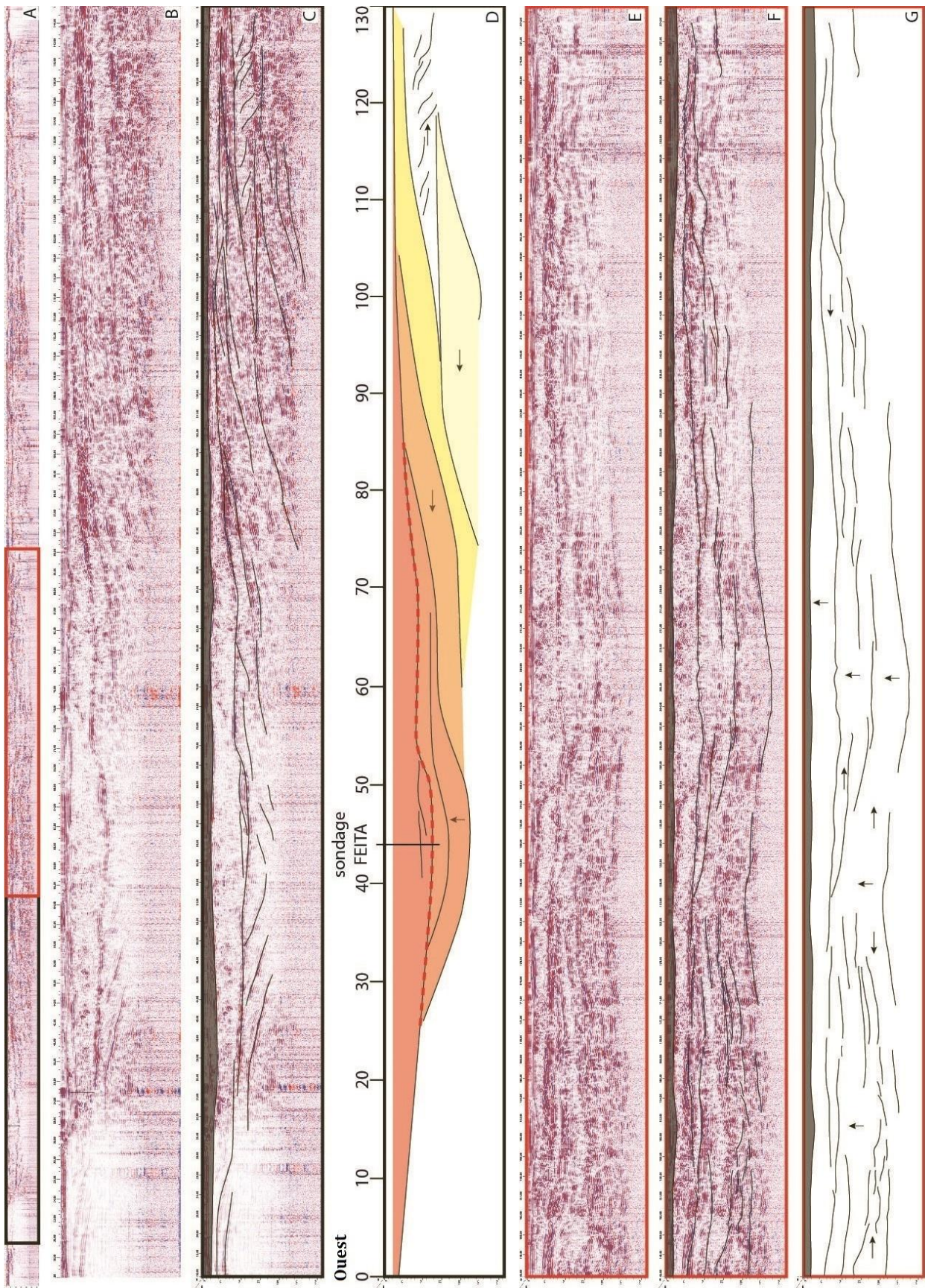


Figure V-36. Profil de la gravière de la Ferme d'Isle.

Ce profil a été acquis avec une antenne simple de 270 MHz d'ouest vers l'est, A : profil traité complet, B : portion de 130 m du profil global, C et D : interprétation de la 1^{er} portion du profil, E : portion de 146 à 246 m du profil complet, F et G : interprétation de la deuxième portion du profil complet.

V.2.3.3 Zone de Villiers-sur-Seine et gravière de Courceroy

La zone de Villiers-sur-Seine n'est pas une gravière. Cependant cette zone nous a pourtant permis d'obtenir des profils d'assez bonne qualité (Figure V-37) mais avec une profondeur de pénétration des ondes géoradar faible. Les résultats sont illustrés par le profil suivant qui présente une architecture de réflecteurs très conformes avec dans la partie inférieure (à la limite de la zone de bruit) une migration vers le nord (zone plus sourde), puis dans la partie supérieure une migration vers le sud avec quelques réflecteurs montrant une aggradation. Ces réflecteurs, s'ils correspondent à des sets de migration d'un banc d'accrétion latérale font au maximum 80 m de long et font environ 1,60 m (valeur approximative car nous ne distinguons pas la base en *downlap* de ces réflecteurs).

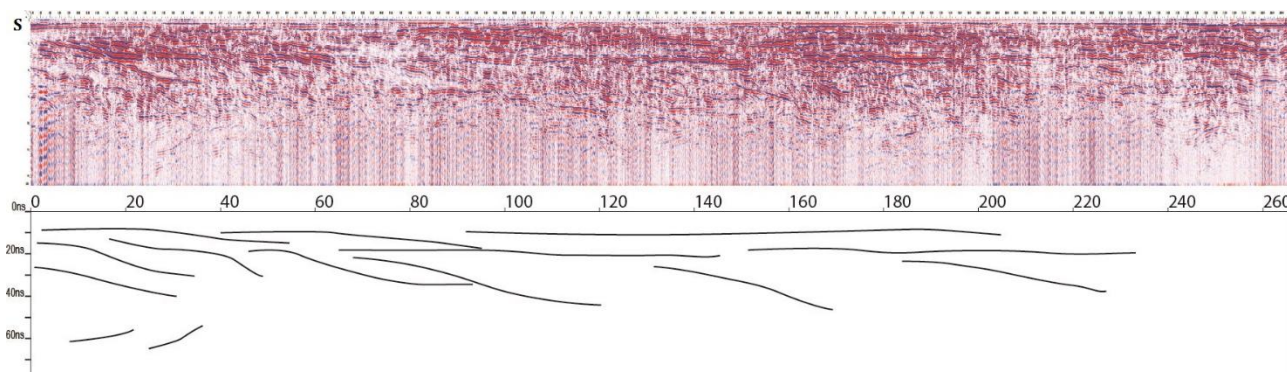


Figure V-37. Profil de la zone de Villiers-sur-Seine.

Profil obtenu avec l'antenne de 270 MHz du sud vers le nord, en haut : profil traité, en bas : profil interprété.

Sur le même principe simple d'estimations de la largeur du chenal en fonction de la longueur du set de migrations cela donnerait une largeur d'environ 120 m ce qui pourrait correspondre à un système méandrique de la famille 4 dont la trace observée sur T2 a été réattribuée à T1 de la famille 2 de T2. Ce système aurait développé ses méandres au moins deux fois à la vue des deux niveaux distincts d'aggradation.

La gravière de Courceroy est peu éloignée de la zone de Villiers-sur-Seine (environ 2 km). Les réflecteurs montrent une migration latérale associée à une aggradation sur 2 voire 3 niveaux (Figure V-38). L'architecture ressemble à celle des deux profils précédents qui correspondraient également à un système méandrique. Les limites des sets de migration ne sont pas très nettes mais leurs longueurs seraient d'environ 50 m comme dans le cas de la gravière de la Ferme d'Isle et de la zone de Villiers-sur-Seine, ce qui associerait ces réflecteurs à un système méandrique comparable à celui ayant mis en place les paléochenaux de la famille 3 de T2.

La proximité entre la zone de Villiers-sur-Seine et la gravière de Courceroy ainsi que la dimension du système ayant mis en place ces architectures suggère que ce morceau de nappe a été mis en place par le même système fluvial. Nous ne disposons en revanche pas d'information nous permettant de définir si les corps sédimentaires auxquels appartiennent ces réflecteurs sont contemporains ou non. Le système ayant mis en place les corps sédimentaires de ces deux zones et le système ayant mis en place les dépôts de la gravière de la Ferme d'Isle sont semblables s'il ne s'agit pas du même système.

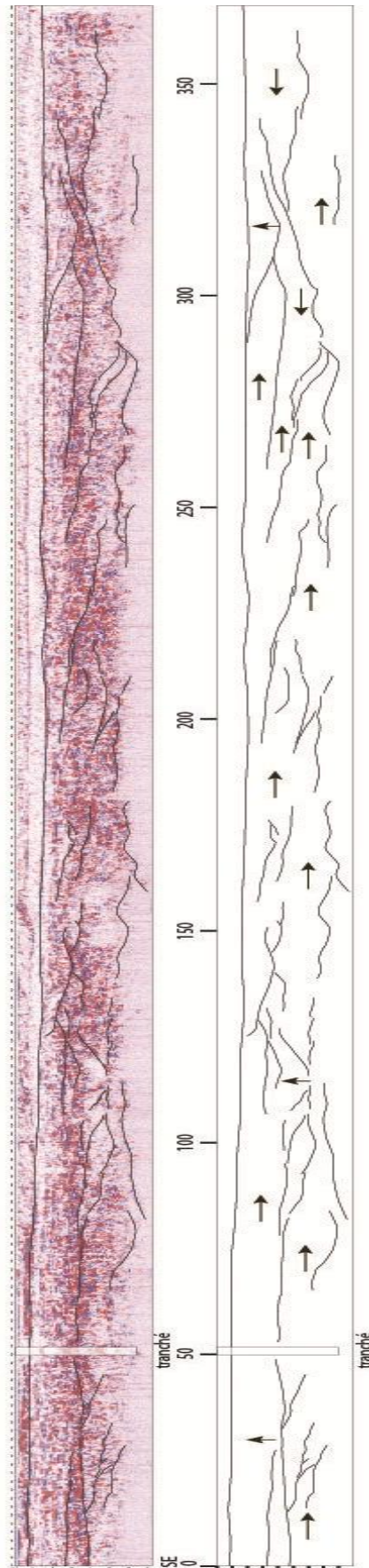


Figure V-38. Profil de Courceroy.

Profil obtenu avec l'antenne de 270 MHz du sud-est vers le nord nord-ouest, en haut : profil traité, en bas : profil interprété. L'échelle verticale est dilatée de 100 %.

V.2.3.4 Gravière de La Motte-Tilly

La gravière de La Motte-Tilly se situe en rive gauche de la Seine actuelle sur un lambeau de terrasse T2 en limite de nappe T3a. Nous pouvons voir sur la figure suivante (Figure V-39) que les réflecteurs montrent une migration vers le nord/nord-ouest avec une composante aggradante. Ces réflecteurs montrent une migration en direction de la Seine actuelle. La partie supérieure du profil correspond probablement à un recouvrement de la nappe T3a, cependant la partie sous-jacente qui présente des réflecteurs obliques, sûrement correspondant à des sets de migration d'un banc d'accrétion latérale, appartient bien au morceau de nappe T2. La longueur des sets de migration est d'environ 60-70 m, ce qui ferait une largeur de chenal probable de 90 à 105 m. Cette largeur correspondrait à une paléo-Seine (famille 3 de T2 au rayon de courbure d'environ 300 m), ce qui est en accord avec l'attribution cartographique.

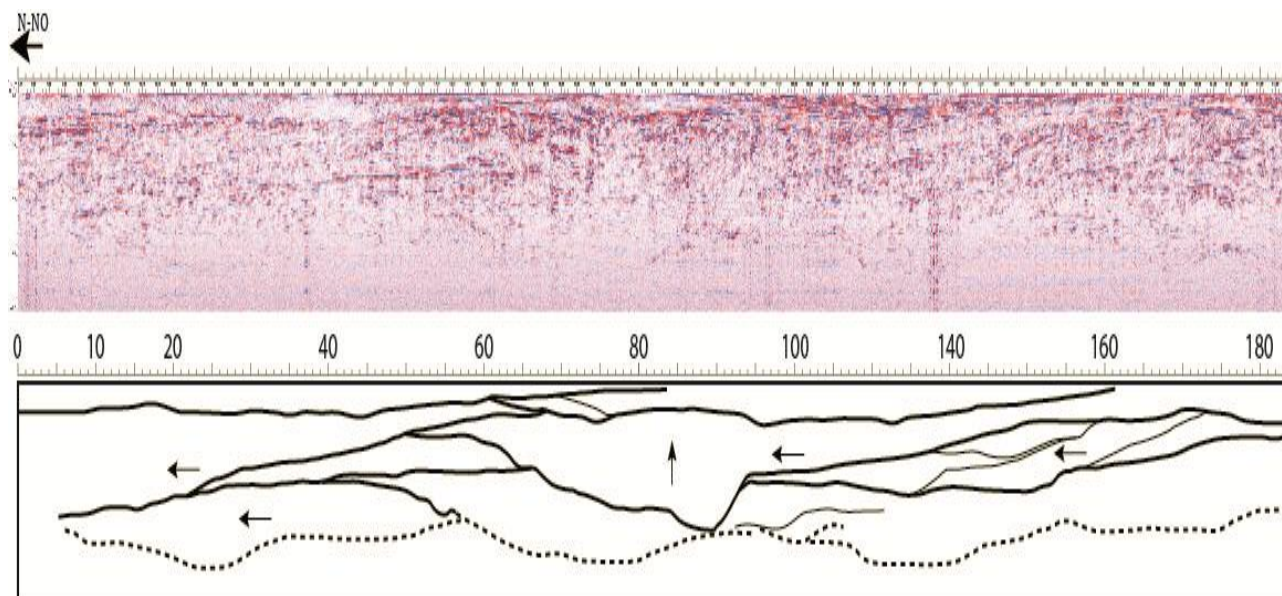


Figure V-39. Profil de La Motte-Tilly.

Profil obtenu avec l'antenne de 400 MHz, en haut : profil traité, en bas : profil interprété. L'échelle verticale est dilatée de 100 %.

V.2.4 Synthèse

Malgré les difficultés d'acquisition avec le géoradar, liées à la présence d'une couverture argilo-limoneuse qui empêche la pénétration des ondes, les quelques sites investigués nous ont permis d'imager :

- un système en tresse avec des bancs d'épaisseur d'environ 1,4 à 2 m d'épaisseur ;
- un ou plusieurs systèmes en méandres dont les paramètres géométriques sont en accord avec ceux déduits de l'analyse paléo-hydrologique (famille 3 de T2), nous fournissant une vision stratigraphique de l'évolution des chenaux qui montre deux ou trois phases de migration bien développée associées à des niveaux d'aggradation.

L'interprétation des données géoradar conforte l'interprétation paléo-hydrologique et la complète en nous donnant des informations sur les mécanismes d'aggradation.

V.3 Conclusions

L'analyse de la base de données (BD-sondage) que nous avons construite, à partir des données de la BSS, nous a fourni des informations sur les faciès sédimentaires présents au sein du remplissage de la plaine alluviale de la Bassée. Suite à une procédure d'homogénéisation des données, nous avons pu analyser la distribution des différents faciès présents dans les sondages, faciès argileux, limoneux, sableux ou graveleux ou riches en matière organique. Les dépôts sont dominés par les faciès sableux (53 %) et graveleux (27 %). Au sein de ceux-ci, une grande part correspond à des faciès propres

constitués d'une classe granulométrique (76 % par exemple pour les sables) alors que pour les autres (6 % de sable, d'argile et de graviers et 8 % de sable argileux), on note la présence d'une matrice argileuse. Ces faciès présentent donc pour une même classe granulométrique des propriétés de porosités et perméabilités variables que nous avons essayé d'estimer.

La « conversion » de ces faciès en perméabilités, nous a permis de voir qu'à l'échelle de la plaine de la Bassée, ce sont les faciès de forte perméabilité qui dominent, avec un faible pourcentage de faciès de faible perméabilité. La comparaison des distributions de perméabilité entre les lambeaux de la terrasse T1 et ceux de la nappe T2 donne des résultats similaires. L'analyse de la nappe T3 (T3a et T3b) d'un point de vue granulométrique n'a pu être conduite du fait de son emboîtement dans les nappes plus anciennes T1 ou T2 et de la difficulté à placer la limite entre les nappes.

L'analyse des faciès a été complétée par des profils géoradars effectués sur la terrasse T2 qui ont permis de montrer que cette nappe alluviale a été construite par des systèmes fluviaux de styles différents. Un système en tresses, avec une architecture de réflecteurs complexe montrant des directions de migrations dans plusieurs directions sur une même horizontale a été identifié. Des systèmes méandriformes identifiés à partir de sets de migration conformes dont les caractéristiques géométriques permettent de proposer de les rattacher aux familles identifiées à partir de l'analyse paléo-hydrologique (famille 2 de T2 et famille 3 de T1).

Nous avons ainsi une bonne cohérence entre les épaisseurs des faciès à partir des données de sondages et les restitutions des géométries à partir du géoradar et les restitutions paléo-hydrologiques conduites sur les restes de tracés de chenaux en surface. Le géoradar nous donne en plus accès aux systèmes en tresses identifiés dans d'autres cours d'eau d'Europe. Toutefois, la présence d'une nappe phréatique proche de la surface nous a empêchés d'imager la nappe sur toute sa hauteur. Les données de sondages sont ainsi indispensables pour qualifier les hétérogénéités.

Conclusions générales et perspectives

La plaine alluviale de la Bassée constitue la plus large plaine alluviale de la Seine et joue un rôle important dans les échanges nappe/rivière. En caractériser les hétérogénéités sédimentaires constitue un enjeu dans la modélisation des écoulements.

Nous présentons les résultats de ce travail et son apport à la connaissance de la construction de la plaine alluviale avant de discuter les domaines qui mériteraient d'être développés, investigués pour mieux contraindre l'ensemble de nos conclusions et aborder la modélisation.

Conclusions

La construction de la plaine de la Bassée est un héritage des derniers cycles climatiques au cours desquels se sont succédées des périodes d'incision, d'aggradation et de remaniement sédimentaire qui ont donné naissance à la plaine alluviale que nous connaissons, encaissée dans une vallée incisée dont les épaulements sont partiellement recouverts par des dépôts alluviaux plus anciens.

Grandes unités architecturales

Initialement, l'objectif de ce travail était de caractériser l'hétérogénéité sédimentaire de la plaine alluviale de la Seine dans la région de la Bassée depuis le dernier maximum glaciaire. La synthèse bibliographique sur l'étagement des nappes alluviales dans le Bassin parisien et leur chronologie nous a montré que l'incision de cette vallée et la mise en place de la plaine alluviale se sont faites par étapes et était plus complexe qu'imaginée initialement puisqu'elle recouvre deux cycles glaciaires.

Sur les bordures de la plaine de la Bassée, les témoins les plus anciens correspondent à un jeu de quatre nappes situées entre +45-50 m (T-IV), +14-25 m (T-III), +10-12 m (T-II) et +6-8 m (T-I). En l'absence de datation, leur chronologie a été établie par comparaison à l'échelle du Bassin parisien avec d'autres systèmes proches (l'Yonne et l'Aube) et plus au nord-ouest de la Somme en donnant un système de nappes étagées construit entre -500 ka et -270 ka sur les épaulements de la plaine alluviale.

L'architecture de la plaine de la Bassée résulte de l'imbrication complexe de deux nappes alluviales étagées et de deux nappes emboîtées dans les précédentes. La synthèse de données bibliographiques récentes montre que la plus ancienne de celles-ci (T1) dont les sédiments ont été datés autour de -150 ka (dans la zone de confluence avec l'Yonne), peut être attribuée à la dernière phase froide du Saalien et la seconde au Weichsélien (T2), alors que les plus récentes (T3a et T3b) correspondent à la période couvrant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

Cette architecture résulte de la sensibilité des systèmes fluviaux aux fluctuations climatiques. Celles-ci influent sur les conditions hydrologiques qui sont très différentes entre les périodes glaciaires, caractérisées par des écoulements en tresse en réponse aux fortes décharges liquides et solides, et des interglaciaires, par des écoulements méandriiformes associés aux faibles débits et des charges solides réduites.

L'ensemble des dépôts associés aux cours d'eau méandriiformes et en tresse constituent des unités morpho-sédimentaires dont la préservation dépend de nombreux facteurs tels que la position des tracés successifs qui peuvent rester confinés sur une portion de la plaine alluviale ou la balayer largement suite à des avulsions. Chaque style fluvial conduit à la construction d'unités morpho-sédimentaires spécifiques dans leur géométrie et la distribution des faciès avec en particulier les barres d'accrétion latérales dans les systèmes méandriiformes.

Une homogénéisation des informations cartographiques géoréférencées (cartes géomorphologiques, de hauteur de crue et LiDAR) a permis d'établir une carte de distribution des lambeaux de terrasses T1

et T2 qui sont préservés non seulement sur les bordures mais également au centre de la plaine indiquant ainsi que la divagation de la Seine s'est restreinte au cours du temps.

La reconstruction de l'interface substrat/alluvions a été réalisée à partir d'une base de données originale que nous avons construite à partir de 546 sondages extraits de la BSS (Base de données du Sous-Sol) et les attributions stratigraphiques tirées de la carte géomorphologique. L'estimation de la surface obtenue par krigeage est d'excellente qualité du fait de la forte densité de sondages (1,6 sondage par km²). Cette estimation fine de l'interface craie/alluvions a permis de retrouver les extensions respectives des nappes T1 et T2 avant la mise en place de la nappe T3, montrant que le balayage de la plaine alluviale lors de la nappe T2 était beaucoup plus faible qu'il ne paraît aujourd'hui puisque les surfaces occupées par T1 et T2 sont du même ordre. Les estimations de la géométrie des bases des nappes de T1 et T2 sont empreintes de beaucoup plus d'incertitude du fait du faible nombre de sondages associés à ces nappes (respectivement 55 et 111).

L'analyse du thalweg de l'interface craie/alluvions montre une pente générale du même ordre que la pente actuelle de la Seine (autour de 0,3 ‰) et présente une rupture de pente dans la région de La Motte-Tilly (5 ‰ au lieu de 0,3 ‰) ainsi qu'une lacération du substrat crayeux sur une zone de quelques kilomètres. Nous avons ainsi proposé d'interpréter cette rupture de pente comme un *knick-point* associé à la régularisation du profil par érosion régressive depuis la rupture de pente majeure située au large du Cotentin. Les valeurs de vitesse de recul se situent dans les gammes observées sur d'autre cours d'eau de même taille pour des événements de durée comparable. Cette rupture de pente a influencé le remplissage alluvionnaire puisque les épaisseurs moyennes varient entre 5 et 6 m à l'amont et près de 8 m à l'aval du *knick-point*.

Restitution paléo-hydrologique

Après avoir ainsi « reconstruit » l'enveloppe des dépôts alluvionnaires, nous nous sommes intéressés à la restitution des dynamiques fluviales passées à partir des traces présentes en surface des nappes T1, T2 et T3a. Ces vestiges de systèmes fluviaux se présentent sous la forme de méandres abandonnés de différents rayons de courbures et de segments de paléochenaux plus ou moins sinueux.

La restitution paléo-hydrologique a été développée sur les tracés méandriformes et calibrée dans un premier temps sur la Seine actuelle pour vérifier la validité des équations utilisées par rapport au système étudié. Les paramètres géométriques mesurés (rayon de courbure, longueur d'onde et largeur de chenaux) nous ont permis d'identifier des régimes hydrauliques et de calculer les paramètres géométriques des chenaux ainsi que des débits associés à ces écoulements. Pour certains tracés (quelques boucles isolées), le fort écart entre les faibles largeurs mesurées et celles calculées, nous a conduit à réattribuer ces tracés à une nappe plus ancienne en prenant en compte une certaine érosion de celle-ci.

L'identification de ces paléo-tracés nous a permis de déterminer sur la nappe T1 deux systèmes grâce à la réattribution que nous avons fait depuis la terrasse T2, développant des longueurs d'ondes de 1 100 m et de 1 800 à 2 000 m. Chacun de ces systèmes auraient fonctionné pendant 900 à 1 200 ans. Puis nous avons identifié trois systèmes différents appartenant à T2 et dont la chronologie relative est la suivante :

- un système méandriforme mature de longueur d'onde 700 m dont les paléo-tracés ont un rayon de courbure proche de 150 m, sa durée de fonctionnement serait de 2 200 ans, ce qui correspond à deux niveaux d'aggradation d'une durée d'environ 1 100 ans ;
- un système méandriforme aux longueurs d'ondes plus petites, 350 m qui aurait fonctionné pendant près de 1 000 ans ;
- et enfin un système sinueux dont nous avons identifié trois paléo-tracés, il aurait donc fonctionné pendant 400 à 1 200 ans et aurait été mis en place autour de 7 000 à 8 000 ans cal. BP.

Au niveau de la terrasse T3a, nous avons également identifié 3 systèmes différents :

-
- le système de la Vieille-Seine dans la partie amont et aval de la plaine (cours d'eau encore en eau aujourd'hui). Ce système développait une longueur d'onde de 250 à 350 m et aurait fonctionné pendant environ 870 ans soit deux fois la période de stabilité estimée du fait d'avulsions observées sur deux méandres ;
 - un second système de 600 m de longueur d'onde, plus proche de la Seine actuelle, qui aurait fonctionné pendant 550 ans ;
 - et un système sinueux avulsant régulièrement.

Cette analyse paléo-hydrologique fine des paléo-tracés identifiés nous a donc permis de proposer une chronologie de mise en place et de fonctionnement de tous les systèmes fluviaux.

Distribution de faciès

La description des sondages, complétée par des données tarières et des sondages carottés suite à une procédure d'homogénéisation des descriptions de faciès a servi à analyser la distribution des différents faciès présents au sein du remplissage de la plaine alluviale. Les grandes différences de qualité dans la description des sondages nous a conduit à retirer de cette analyse les quelques sondages décrit de façon uniforme qui introduisaient des biais dans les analyses des épaisseurs. Nous avons ainsi pu montrer que le remplissage alluvionnaire de la plaine est composé à 80 % de faciès sableux et graveleux (respectivement 53 et 27%) eux-mêmes majoritairement composés d'une granulométrie homogène.

La conversion de ces faciès d'un point de vue porosité et perméabilité, souligne la prédominance à l'échelle de la plaine alluviale des faciès de forte perméabilité. La comparaison des distributions de perméabilité entre les nappes T1 et T2 montre des valeurs voisines.

Cette analyse du remplissage a été complétée par des investigations géoradar que nous avons malheureusement pu effectuer qu'à la surface de T2 et dans des gravières car la présence de limons en surface limite fortement la pénétration des ondes. Les zones imagées correspondent à la moitié supérieure des nappes alluviales, quelques mètres situés de la surface à la limite de la nappe phréatique. Ces investigations ont permis d'imager des corps sédimentaires reflétant des systèmes fluviaux essentiellement méandriformes à partir de réflecteurs aux directions conformes et un système en tresse caractérisé par des directions éparpillées. Les corps sédimentaires associés à des systèmes méandriformes présentent des dimensions qui correspondent à celles des deux systèmes que nous avons identifiés lors de l'analyse paléo-hydrologique : la famille 2 de T2 et la famille 3 de T2 réattribué à T1. En plus de la restitution paléo-hydrologique, ces images fournissent des informations sur l'aggradation.

Architecture fine et fluctuations climatiques

Ainsi pour résumer, nous avons établi depuis la formation de la création de la nappe alluviale T1 et sa construction à partir de la période froide du Saalien terminal (150 ka) une chronologie de la mise en place des nappes suivantes ainsi que le fonctionnement des systèmes les ayant mises en places. Après sa construction, la nappe T1 a subi, au minimum, un remaniement par deux systèmes méandriformes de grandes longueurs d'onde (1 100 et 1 800 à 2 000 m) pendant l'interglaciaire Eémien (de 128 à 116 ka). Par la suite, nous avons supposé que sa partie supérieure a été érodée sans pour autant être recouverte avant son incision et la mise en place de la nappe T2. La nappe alluviale T2 a ainsi été construite par un système en tresse comme nous l'a montré le géoradar sur la gravière des Ormes-sur-Voulzie au cours du Weichsélien, à partir de 116 ka. Comme dans le cas de la nappe T1, celle-ci a été remaniée dans sa partie supérieure par au moins deux systèmes fluviaux méandriformes et un système sinueux du fait des paléo-tracés identifiés, certains présentant des longueurs de 700 et de 350 m (systèmes méandriformes) et d'autres des amplitudes de migration latérale très faible (système sinueux). Ce remaniement a eu lieu après le dernier maximum glaciaire (LGM) il y a 25 ka et jusqu'à la fin du réchauffement climatique du Tardiglaciaire (10,3 ka). Cette dernière terrasse étagée de la plaine alluviale contient en elle les deux dernières terrasses du système, les terrasses emboîtées T3a et T3b. La première terrasse T3a a vraisemblablement été mise en place après l'incision au Boréal de T2, par deux systèmes méandriformes et un système sinueux au cours de

l'Atlantique jusqu'à environ 5 ka. Celle-ci a elle-même été incisée durant le Subboréal avant la création de la nappe T3b qui accueille depuis la Seine actuelle telle que nous la connaissons.

Perspectives

Les résultats de ce travail de thèse nous ont permis d'acquérir une meilleure compréhension d'une partie de la plaine alluviale de la Seine amont qu'est la Bassée, sur sa création, son évolution ainsi que son fonctionnement comme évoqué ci-dessus et de fournir des éléments pour modéliser ses hétérogénéités.

Les conclusions proposées incitent à développer des travaux de recherche pour valider leur caractère régional et comprendre les mécanismes en jeu et pour les valoriser dans des démarches de modélisation.

Un premier axe, à l'échelle régionale et méthodologique, serait de conforter les résultats de l'analyse par krigeage. L'estimation de la géométrie de la vallée incisée dans laquelle la plaine alluviale de la Bassée s'est développée a montré la présence d'un knick-point dont l'influence sur l'étagement des nappes alluviales mériterait d'être poussée à partir de datations sur les lambeaux des nappes alluviales étagées qui se trouvent à l'amont de ce point puisque les seules datations disponibles dans le secteur se situent au niveau de la confluence Seine-Yonne. Cette rupture de pente dans le thalweg est à rechercher sur d'autres cours d'eau du réseau de la Seine afin de valider l'hypothèse d'un knick-point mobile par érosion régressive. Etant donné la régularité de la structure géologique du Bassin parisien, les zones dans lesquelles celui-ci doit être recherché sont facilement identifiables sur les cours de l'Yonne (région Sens), de la Marne (région de Château-Thierry), et de l'Oise-Aisne (région à l'amont de Compiègne). En parallèle de l'acquisition de données régionales, l'accent pourrait se porter également sur une étude plus approfondie du fonctionnement des knick-points et des paramètres contrôlant la mobilité de ceux-ci (position de la rupture de pente initiale déclenchant l'érosion régressive, influence de la lithologie, rôle de la vitesse de chute du niveau de base) à comparer avec les courbes de variations du niveau de base durant le Quaternaire.

Un second axe, sur l'architecture du remplissage, serait de compléter les restitutions paléo-hydrologiques par des datations dans les tracés abandonnés identifiés à la surface des nappes alluviales car nous ne disposons que de très peu de contraintes stratigraphiques dans l'identification de ces différents systèmes et l'établissement d'une chronologie fine entre ceux-ci. Cette approche serait à compléter par une meilleure connaissance de l'architecture du remplissage alluvial et la caractérisation des hétérogénéités qui est restée limitée aux quelques premiers mètres sur des zones très restreintes. Des campagnes géophysiques terrestres, de type méthodes électriques (ERT, TDEM), semblent plus adaptées à des terrains conducteurs comme les méandres abandonnés et pourraient fournir des informations complémentaires sur la géométrie des méandres abandonnés ainsi que leur remplissage. Des premiers tests accompagnés de sondages systématiques à la tarière ont permis de valider la méthode (Rejiba et al., 2016).

Un troisième axe, sur la modélisation du remplissage, serait d'utiliser des modèles simulant les processus pour représenter au mieux les hétérogénéités liées aux systèmes méandriformes qui sont très mobiles et dont les paramètres ont été bien contraints lors de la restitution paléo-hydrologique. De plus, les faciès associés aux chenaux mobiles et chenaux abandonnés par avulsion ou recouplement sont très contrastés : faciès sableux pour les premiers, dépôts tourbeux et argileux pour les seconds. Parmi les logiciels permettant ce type de simulation, le logiciel Flummy, outil de simulation génétique de réservoirs chenalisés méandriformes développé à l'Ecole des Mines au centre de Géosciences permet de prendre en compte les différents contextes hydrologiques rencontrés ainsi que d'honorer les données de sondages, reproduisant ainsi la géométrie et la localisation des hétérogénéités et l'impact des hétérogénéités sur les écoulements dans les échanges nappe-rivière.

Bibliographie

- Adams, P.N., Singerland, R.L., Smith, N.D., 2004. Variations in natural levee morphology in anastomosed channel flood plain complexes. *Geomorphology* 61, 127–142.
- Alix, P., Averbouh, A., Binter, L., Bodu, P., Boguszewski, A., Cochon, C., Deloze, V., Gouge, P., Krier, V., Leroyer, C., Mordant, D., Philippe, M., Rieu, J.-L., Rodriguez, P., Valentin, B., 1993. Nouvelles recherches sur le peuplement magdalénien de l'interfluve Seine-Yonne. Le Grand Canton et Le Tureau des Gardes à Marolles-sur-Seine (Seine-et-Marne). *Bulletin de la Société préhistorique française* 90, 196–218.
- Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology* 2, 93–114.
- Allen, J.R.L., 1965a. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5, 89–191.
- Allen, J.R.L., 1965b. The sedimentation and palaeogeography of the old red sandstone of Anglesey, North Wales. *Proceedings of the Yorkshire Geological and Polytechnic Society* 35, 139–185.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 483–486.
- Amestoy, J., 2014. Analyse morphométrique et évolution de la Seine supérieure au cours de l'Holocène.
- Antoine, P., 1997a. Modification des systèmes fluviaux à la transition Pléni-glaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France). *Géographie physique et Quaternaire* 51, 93–106.
- Antoine, P., 1997b. Évolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale: nouveaux résultats. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 325, 35–42.
- Antoine, P., Auguste, P., Bahain, J.-J., Chaussé, C., Falguères, C., Ghaleb, B., Limondin-Lozouet, N., Locht, J.-L., Voinchet, P., 2010. Chronostratigraphy and paleoenvironments of Acheulean occupations in Northern France (Somme, Seine and Yonne valley). *Quaternary International* 223-224, 456–461.
- 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, 85–98.
- Antoine, P., Lautridou, J.-P., Laurent, M., 2000. Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology* 33, 183–207.
- Antoine, P., Lautridou, J.-P., Sommé, J., Auguste, P., Auffret, J.-P., Baize, S., Clet-Pellerin, M., Coutard, J.-P., Dewolf, Y., Dugué, O., Joly, F., Laignel, B., Laurent, M., Lavollé, M., Lebreton, P., Lécalle, F., Lefebvre, D., Limondin-Lozouet, N., Munaut, A.-V., Ozouf, J.-C., Quesnel, F., Rousseau, D.-D., 1998. Les formations quaternaires de la France du Nord-Ouest : Limites et corrélations. *Quaternaire* 9, 227–241.
- Antoine, P., Limondin-Lozouet, N., Chaussé, C., Lautridou, J.-P., Pastre, J.-F., Auguste, P., Bahain, J.-J., Falguères, C., Ghaleb, B., 2007. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews* 26, 2701–2723.
- Argant, J., Bravard, J.-P., Bourguignon, J.-P., Béal, J.-C., 2011. Nouvelles données sur les changements paléoenvironnementaux de la plaine alluviale de la Saône depuis le Tardiglaciaire : palynologie, géomorphologie. *Quaternaire* 22, 235–260.
- Augereau, A., 1996. Première approche de l'évolution de l'industrie du silex du Ve au IVe millénaire avant Jésus-Christ dans le sud-est du Bassin parisien. *Bulletin de la société préhistorique française* 92, 225–234.

-
- Bahain, J.-J., Falguères, C., Laurent, M., Voinchet, P., Dolo, J.-J., Antoine, P., Tuffreau, A., 2007. ESR Chronology of the Somme River Terrace system and first human settlements in Northern France. *Quaternary Geochronology* 2, 356–362.
- Bater, C.W., 2002. Meander migration rates and age of the lower Assiniboine River. *Prairie Perspectives* 5, 44–57.
- Benabdellouahed, M., Dugué, O., Tessier, B., Thinon, I., Guennoc, P., Bourdillon, C., 2014. Nouvelle cartographie du substratum de la baie de Seine et synthèse géologique terre-mer : apports de nouvelles données sismiques et biostratigraphiques. *Géologie de la France* 1, 21–45.
- Bendjoudi, H., Weng, P., Guerin, R., Pastre, J.-F., 2002. Riparian wetlands of the middle reach of the Seine river (France): historical development, investigation and present hydrologic functioning. A case study. *Journal of Hydrology* 263, 131–155.
- Berendsen, H.J.A., 2005. The Rhine-Meuse delta at a glance, in: 8th Int. Conf. on Fluvial Sedimentology, Delft, the Netherlands. Mid-conference Excursion Guide, August 10.
- Berger, G., Delpont, P. G. Dutartre, Desprats, J.F., 1995. Evolution de l'environnement paysager de la vallée de la Seine, Cartographie historique et prospective des exploitations alluvionnaire de la Bassée. BRGM, L'entreprise au service de la Terre.
- Bersezio, R., Giudici, M., Mele, M., 2007. Combining sedimentological and geophysical data for high-resolution 3-D mapping of fluvial architectural elements in the Quaternary Po plain (Italy). *Sedimentary Geology* 202, 230–248.
- Berthier, K., 2009. D'une rive à l'autre histoire de la Seine dans le Val-de-Marne. Service Etudes et Programmation, Direction des Espaces Verts et du Paysage, Conseil général du Val-de-Marne.
- Best, J.L., Bristow, C.S., 1993. Braided Rivers. The Geological Society of London.
- Black, E., Renshaw, C.E., Magilligan, F.J., Kaste, J.M., Dade, W.B., Landis, J.D., 2010. Determining lateral migration rates of meandering rivers using fallout radionuclides. *Geomorphology* 123, 364–369.
- Bond, G.C., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G., Johnsen, S., 1999. The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles and the little ice age, in: Clark, P.U., Webb, R.S., Keigwin, L.D. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, pp. 35–58.
- Böse, M., Luthgens, C., Lee, J.R., Rose, J., 2012. Quaternary glaciations of northern Europe. *Quaternary Science Reviews* 44, 1–25.
- Bouiller, R., Turland, M., Vincent, P.L., 1973. Carte géologique au 1/50 000 - Montereau-Fault-Yonne, XXV-17. Ministère du Développement industriel et scientifique, Bureau de recherches géologiques et minières, Service géologique national.
- Boyer, F., 2000. Impacts anthropiques, Chapitre 4.1. Evolution historique. PNRZH, projet 07, rapport final.
- Bravard, J.-P., 1990. Observations nouvelles sur la dynamique fluviale et l'alluvionnement de la Saône à l'Holocène, entre Villefranche et Anse (Rhône). *Revue géographique de l'Est* 30, 57–76.
- Brice, J.C., 1964. Channel patterns and terraces of the Loup rivers in Nebraska. US Geological Survey Professional paper 422D.
- Brice, J.C., 1974. Evolution of meander loops. *Geological Society of America Bulletin* 85, 581–586.
- Bridge, J.S., 1985. Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: A critical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 579–589.
- Bridge, J.S., 1993a. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40, 801–810.
-

-
- Bridge, J.S., 1993b. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers., in: Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), Geol. Soc. London, Spec. Pub., pp. 13–72.
- Bridge, J.S., 2003. Rivers and floodplains Forms, processes, and sediment record. Blackwell Publishing.
- Bridge, J.S., 2006. Fluvial facies models: recent developments, in: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), SEPM, pp. 85–170.
- Bridge, J.S., 2008. Ground Penetrating Radar: Theory and Applications, in: Jol, H.M. (Ed.), Ground Penetrating Radar Theory and Applications. Elsevier, pp. 323–359.
- Bridge, J.S., Mackey, S.D., 1993. A theoretical Study of Fluvial Sandstone Body Dimensions, in: Flint, S.S., D., B.I. (Eds.), Int. Ass. Sediment. Spec. Pub., pp. 213–236.
- Bridgland, D., Westaway, R., 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology* 98, 285–315.
- Bridgland, D., Westaway, R., Cordier, S., 2009. Les causes de l'étagement des terrasses alluviales à travers le monde. *Quaternaire* 20, 5–23.
- Brierley, G.J., Ferguson, R.J., Woolfe, K.J., 1997. What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology* 114, 1–9.
- Bristow, C.S., Jol, H.M., 2003. Ground Penetrating Radar in Sediments. Geological Society Publishing House.
- Bristow, C.S., Skelly, R.L., G., E.F., 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology* 46, 1029–1047.
- Brunet, M.-F., Le Pichon, X., 1982. Subsidence of the Paris Basin. *Journal of geophysical research* 87, 8547–8560.
- Cahier des charges des MAEt "Bassée, 2013. . Communauté de communes La Bassée.
- Caillol, M., Camart, R., Frey, C., 1977. Synthèse bibliographique sur la géologie, l'hydrogéologie et les ressources en matériaux de la région de Nogent-sur-Seine (Aube). Bureau de recherches géologiques et minières service géologique national.
- Campinchi, J., Morcx, P., Panet, P., 1980. Renforcement de l'alimentation en eau potable de la Région de Provins (Seine-et-Marne), Actualisation des données sur la nappe de la Basse. Bureau de recherches géologiques et minières service géologique national.
- Carsel, R.F., Parrish, R.S., 1988. Developping joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water resources research* 24, 755–769.
- Cazanacli, D., Smith, N.D., 1998. A study of morphology and texture of natural levees-Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada. *Geomorphology* 25, 43–55.
- Chang, H.H., 1979. Minimum stream power and river channel patterns. *Journal of Hydrology* 41, 303–327.
- Chantraine, J., Autran, J., Cavelier, C., al., 2003. Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6e édition révisée. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Chaussé, C., 2003. Les nappes alluviales de basse vallée de l'Yonne, approches géométrique et chronostratigraphique et l'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy.
- Chaussé, C., Limondin-Lozouet, N., Occhietti, S., Voinchet, P., Bacon, C., 2000. La nappe alluviale de Soucy-Les-Grandes-Pièces (Yonne, France) : reconstitution pluridisciplinaire du fonctionnement d'un cours d'eau du Pléistocène moyen. *Géographie Physique et Quaternaire* 54, 187–208.
- Church, M., 2006. Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 325–354.
-

-
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A. C, Pisias, G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and Implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quaternary Science Reviews* 25, 3150–3184.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X., 2015. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36, 199–204.
- Cojan, I., Renard, M., 2006. *Sédimentologie*, 2e ed. Dunod, Paris, 444p.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Svienbjörnsdottir, E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- Davis, W.M., 1896. The Seine, the Meuse, and the Moselle. *The National Geographic Journal* VII.
- Davis, W.M., 1899. The geographic cycle. *Geographical Journal* 14, 481–504.
- Delhomme, J.-P., 1976. Applications de la théorie des variables régionales dans le secteur de l'eau.
- Dergachev, V.A., Raspopov, O.M., Damblon, F., Jungner, H., Zaitseva, G.I., 2007. Natural climate variability during the Holocene. *Radiocarbon* 49, 837–854.
- Dieras, P.L., 2013. The persistence of oxbow lakes as aquatic habitats: an assessment of rates of change and patterns of alluviation.
- Dzana, J.-G., Gaillard, S., 1995. Zones inondables et topographies des lits majeurs : l'exemple de l'Aube et de la Seine supérieure. *Annales de Géographie* 581-582, 191–200.
- Dzana, J.-G., Gaillard, S., 1996. Hydrodynamique et mobilité d'une boucle de méandre au stade du débit à plein bords. L'exemple de la Seine supérieure. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* vol. 2, n°2, 13–27.
- EBTP, 2013a. Projet d'aménagement de la Bassée. aménagement de la basse, EBTP - Seine Grands Lacs.
- EBTP, 2013b. Lac-réservoir Seine, Lac d'Orient. EBTP - Seine Grands Lacs.
- EBTP, 2013c. Lac-réservoir Aube, Lac du Temple et Amance. EBTP - Seine Grands Lacs.
- EBTP, 2013d. Lac-réservoir Marne, Lac du Der-Chantecoq. EBTP - Seine Grands Lacs.
- EBTP, 2013e. Lac-réservoir de pannecière. EBTP - Seine Grands Lacs.
- EDF, 2015. La centrale de Nogent-sur-Seine, Une production d'électricité au coeur de la région Champagne-Ardenne. EDF.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2004. Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part I: Europe. Elsevier.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International* 164-165, 6–20.
- Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.-L., Tisnerat, N., Duplessy, J.-C., 1998. Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: Relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography* 13, 433–446.
- Ethridge, F.G., Skelly, R.L., Bristow, C.S., 1999. Avulsion and crevassing in the sandy, braided Niobrara River: complex response to base-level rise and aggradation, in: Smith, N.D., Rogers, J. (Eds.), Blackwell Science, pp. 179–191.
- Ferguson, R.J., Brierley, G.J., 1999. Levee morphology and sedimentology along the lower Tuross River, south-eastern Australia. *Sedimentology* 46, 627–648.
- Filueira-Riviera, M., Smith, N.D., Slingerland, R.L., 2007. Controls on natural levée development in the Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology* 54, 905–919.
- Fisk, H.N., 1944. Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River. U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experimentation Station, Mississippi River Commission, Vicksburg, MS.
-

-
- Flipo, N., 2013. Résumé des activités de l'axe interfaces nappe-rivière. PIREN-Seine.
- Fustec, E., Bendjoudi, H., Gaillard, S., Weng, P., Boyer, F., Boët, P., Shannen, O., Croguennec, S., Billen, G., 2001. Fonctionnement du territoire "Bassée. Piren-Seine.
- Galloway, W.E., Hobday, D.K., 1983. Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal, and uranium exploration. Springer Verlag.
- Gebica, P., Sokolowski, T., 2001. Sedimentological interpretation of crevasse splay formation during the extreme 1997 flood in the upper Vistula river valley (South Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 71, 53–62.
- Gély, J.-P., Hanot, F., 2014. Coupe géologique simplifiée du Bassin parisien et du Fossée rhénan. *Bull. Inf. Géol. Bass. Hors-série n°9*, 1.
- Ghinassi, M., 2011. Chute channels in the Holocene high-sinuosity river deposits of the Firenze plain, Tuscany, Italy. *Sedimentology* 58, 618–642.
- Giardino, J.R., 2011. Rates of Channel Migration on the Brazos River. Texas Water Development Board.
- Gibbard, P., Cohen, K.M., 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes* 31, 243–247.
- Gibling, M.R., Nanson, G.C., Maroulis, J.C., 1998. Anastomosing river sedimentation in the Channel Country of central Australia. *Sedimentology* 45, 595–619.
- Gijssels, K. van, 2006. A continent-wide framework for local and regional stratigraphies: application of genetic sequence and event stratigraphy to the Middle Pleistocene terrestrial succession of Northwest and Central Europe.
- Gouw, M.J.P., 2007. Alluvial architecture of fluvio-deltaic successions: a review with special reference to Holocene settings. *Netherlands Journal of Geoscience* 86, 211–227.
- Gregory, K.L., Maziels, J.K., 1991. Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15000 years. John Wiley & Sons.
- Groove, J.M., 2002. Climatic change in northern Europe over the last two thousand years and its possible influence on human activity, in: Wefer, G., Berger, K.-E., Jansen, E. (Eds.), Springer Verlag, pp. 313–326.
- Guerin, R., Pinet, C., Bendjoudi, H., Dabas, M., 1997. Première application de la thermographie infrarouge à l'analyse des hétérogénéités et du fonctionnement d'une zone humide, in: Colloque GEOFCAN, Géophysique Des Sols et Des Formations Superficielles, Abstracts et Résumés Étendus. p. 4.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130,00 years. *Quaternary Research* 29, 142–152.
- Held, A.-E., 2011. Apport de la paléohydrologie dans la quantification des rôles respectifs du climat et de la tectonique des systèmes fluviaux méandriques fossiles. Application à des systèmes oligo-miocènes d'Europe occidentale. Thèse de Doctorat - Ecole nationale supérieure des mines de Paris.
- Hickin, A.S., 1974. The development of meander in natural river-channels. *American Journal of Science* 274, 414–442.
- Hickin, A.S., Kerr, B., Barchyn, T.E., Paulen, R.C., 2009. Using ground-penetrating radar and capacitively coupled resistivity to investigate 3-D fluvial architecture and grain-size distribution of gravel floodplain in northeast British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 79, 457–477.
- Hickin, E.J., Nanson, G.C., 1975. The character of Channel Migration on the Beatton River, Northeast British Columbia, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 86, 487–494.
- Hjulström, F., 1935. Studies in the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Geological Institute Uppsala Bulletin* 25.
-

-
- Hooke, J., 2003. River meander behaviour and instability: a framework for analysis. *Transactions of the Institute of British Geographers* 28, 238–253.
- Hooke, J., 2007. Spatial variability, mechanism and propagation of change in an active meandering river. *Geomorphology* 84, 277–296.
- Hudson, P.F., Heitmuller, F.T., 2003. Local- and water-scale controls on the spatial variability of natural levee deposits in a large fine-grained floodplain: Lower Pánuco Basin, Mexico. *Geomorphology* 56, 255–269.
- Hudson, P.F., Kesel, R.H., 2000. Channel migration and meander-bend curvature in the lower Mississippi River prior to major human modification. *Geology* 28, 531–534.
- Jol, H.M., 2008. *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Elsevier Science.
- Jones, L.S., Harper, J.T., 1998. Channel avulsions and related processes, and large-scale sedimentation patterns since 1875, Rio Grande, San Luis Valley, Colorado. *Geological Society of America Bulletin* 110, 411–421.
- Jones, L.S., Schumm, S.A., 1999. Causes of avulsion: an overview, in: Smith, N.D., Rogers, J. (Eds.), Blackwell Science, pp. 171–178.
- Keller, E.A., 2000. *Environmental geology*. Prentice Hall, London.
- Khan, H.R., 1971. *Laboratory study of alluvial river morphology*.
- Khorsandi, H., Faghiri, G.A., Asadzadeh, A., 2004. The rate of bank erosion of meandering rivers.
- Kidd, K.R., Copenheaver, C.A., Aust, W.M., 2016. Sediment accretion rates for natural levee and backswamp riparian forests in the Mobile-Tensaw Bottomlands, Alabama, in: Schweitzer, C.J., Clatterbuck, W.K., Oswalt, C.M. (Eds.), e-Gen. Tech. Rep. SRS-212. Asheville, pp. 13–17.
- Kleinhaus, M.G., Berg, J.H. van den, 2011. River channel and bar patterns explained and predicted by an empirical and a physic-based method. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 721–738.
- Koutsodendris, A., Müller, U.C., Pross, J., Brauer, A., Kotthoff, U., Lotter, A.F., 2010. Vegetation dynamics and climate variability during the Holsteinian interglacial based on a pollen record from Dethlingen (northern Germany). *Quaternary Science Reviews* 29, 3298–3307.
- Krige, D., 1951. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society* 52, 119–139.
- Lacot, R., 1967. Carte géologique au 1/50 000 - Provins, XXVI-16. Ministère de l'industrie, Service de la carte géologique de la France.
- Lacot, R., Barthélemy, R., 1965. Carte géologique au 1/50 000 - Romilly-sur-Seine, XXVII-6. Ministère de l'industrie, Service de la carte géologique de la France.
- Lautridou, J.-P., Auffret, J.-P., Baltzer, A., Clet, M., Lecolle, F., Lefebvre, D., Lericolais, G., Roblin-Jouve, A., Balescu, S., Carpentier, G., 1999. Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 545–558.
- Le Jeune, Y., Leroyer, C., Pastre, J.-F., 2012. L'évolution holocène de la basse vallée de la Marne (Bassin parisien, France) entre influences climatiques et anthropiques. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 4, 459–476.
- Le Roy Ladurie, E., 1967. *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion.
- Lee, J.R., Busschers, F.S., Sejrup, H.P., 2012. Pre-Weichselian Quaternary glaciations of the British Isles, The Netherlands, Norway and adjacent marine areas south of 68°N: implications for long-term ice sheet development in northern Europe. *Quaternary Science Reviews* 44, 213–228.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., 1957. River channel patterns: braided, meandering and straight. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 282-B, 39–85.
-

-
- Lescure, S., Arnaud-Fassetta, G., S., C., 2011. Sur quelques modifications hydromorphologiques dans le Val de Seine (Bassin parisien, France) depuis 1830 : quelle part accorder aux facteurs hydrologique et anthropiques? *EchoGéo* 18, 15.
- Limondin-Lozouet, N., Antoine, P., Auguste, P., Bahain, J.-J., Carbonel, P., Chaussé, C., Connet, N., Dupéron, J., Dupéron, M., Falguères, C., Freytet, P., Ghaleb, B., Jolly-Saad, M.-C., Lhomme, V., Lozouet, P., Mercier, N., Pastre, J.-F., Voinchet, P., 2006. Le tuf calcaire de La Celle-sur-Seine (Seine et Marne) : nouvelles données sur un site clé du stade 11 dans le Nord de la France. *Quaternaire* 17, 5–29.
- Loget, N., Van Den Driessche, J., 2009. Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology* 106, 376–382.
- 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, 1589–1596.
- Magny, M., Leuzinger, U., Bortenschlager, S., Haas, J.N., 2006. Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 years ago. *Quaternary Research* 65, 3–19.
- Makaske, B., 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53, 149–196.
- Martinus, A.W., Nieuwenhuijs, R.A., 1995. Geological description of flow units in channe ssandstone in a fluvial reservoir analogue (Loranca Basin, Spain). *Petroleum Geoscience* 1, 237–252.
- Matheron, G., 1962. *Traité de géostatistique appliqué, Tome I. Mémoires du bureau de recherches géologiques et minières, No14.*
- Matheron, G., 1963. *Traité de géostatistique appliqué, II: Le Krigeage. Mémoires du bureau de recherches géologiques et minières, No.24.*
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Kreveld, S. van, Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.
- McGowen, J.H., Garner, L.E., 1970. Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient exeamples. *Sedimentology* 14, 77–111.
- Mégnyen, F., Berton, Dassibat, Diffre, Duermael, Jonquet, Rampon, Stanudin, Ramon, Beaufond, and, Berger, Cardona, Marquet, Mercier, Pinelli, Renault, Turland, Marrec, Muller, Oltra, Strat, L., Mazoit, Villemaine, 1965. Possibilités aquifères des alluvions du val de Seine entre Nogent-s-Seine et Montereau. Ministère de la recherche et de l'industrie, BRGM.
- Mégnyen, F., Labourguigne, J., 1983. Carte géologique de la France à 1:250 000. 12, Paris. Ministère de la recherche et de l'industrie, BRGM.
- Mellett, C.L., Hodgson, D.M., Plater, A.J., Mauz, B., Selby, I., Lang, A., 2013. Denudation of the continental shelf between Britain and France at the glacial-interglacial timescale. *Geomorphology* 203, 79–96.
- Miall, A.D., 1977. A review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth-Science Reviews* 13, 1–62.
- Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits.* Springer Verlag.
- Micheli, E.R., Kirchner, J.W., Larsen, E.W., 2004. Quantifying the effect of riparian forest versus agricultural vegetation on river meander migration rates, Central Sacramento river, California, USA. *River Research and Applications* 20, 537–548.
- Micheli, E.R., Larsen, E.W., 2011. River channel cutoff dynamics, Sacramento River, California, USA. *River research and applications* 27, 328–344.
- Mohrig, D., Heller, P.L., Paola, C., Lyons, W.J., 2000. Interpreting avulsion process from ancient alluvial sequences: Guadalope-Matarranya system (northern Spain) and Wasatch Formation (western Caolorado). *Geological Society of America Bulletin* 112, 1787–1803.
-

-
- Mol, J., Vandenberghe, J., Kasse, C., 2000. River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology* 33, 131–148.
- Moody-Stuart, M., 1966. High and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spisbergen. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 1102–1117.
- Mordant, D., 1992. La Bassée avant l'histoire. Archéologie et gravière en Petite-Seine. Association pour la Promotion de la Recherche Archéologique en Ile-de-France.
- Mordant, D., Valentin, B., Vigne, J.-D., 2013. Noyen-sur-Seine, vingt-cinq ans après, in: Valentin, B., Souffi, B., Ducroq, T., Fagnart, J.-P., Séara, F., Verjux, C. (Eds.), *Société Préhistorique Française*, pp. 37–49.
- Nanson, G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459–486.
- Nanson, G.C., Knighton, D.A., 1996. Anabranching rivers: Their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 217–239.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261–330.
- Nijman, W., Puigdefábregas, C., 1978. Coarse-grained point bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castient sandstone Formation, south Pyrenean Basin, in: Miall, A.D. (Ed.), *Canada Society of Petroleum Geology*, pp. 485–510.
- O'Connor, J.E., Jones, M.A., Haluska, T.L., 2003. Flood plain and channel dynamics of the Quinault and Queets Rivers, Washington, USA. *Geomorphology* 51, 31–59.
- OCDE, 2014. Etude de l'OCDE sur la gestion des risques d'inondation : La Seine en Ile-de-France. OCDE.
- Pastre, J.-F., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Chaussé, C., Fontugne, M., Gebhardt, A., Hatté, C., Krier, V., 2000. Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France). *Quaternaire* 11, 107–122.
- Pastre, J.-F., Limondin-Lozouet, N., Leroyer, C., Ponel, P., Fontugne, M., 2003. River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). *Quaternary Science Reviews* 22, 2177–2188.
- Piana, J., Carcaud, N., Cyprien-Chouin, A.-L., Visset, L., Leroy, D., 2009. Dynamique paysagère tardiglaciaire et holocène dans la vallée du Loir à Pezou (Loir-et-Cher) : développements méthodologiques et premiers résultats. *Noréis* 213, 73–88.
- Pierce, A.R., King, S.L., 2008. Spatial dynamics of overbank sedimentation in floodplain systems. *Geomorphology* 100, 256–268.
- Pillans, B., Naish, T., 2004. Defining the Quaternary. *Quaternary Science Reviews* 23, 2271–2282.
- Pišút, P., 2006. Evolution of meandering lower Morava River (West Slovakia) during the first half of 20th Century. *Geomorphologia Slovaca*, 1, 55–68. *Geomorphologica Slovaca* 1, 55–68.
- Posamentier, H.W., Walker, R.G., 2006. Facies models Revisited. *SEPM*.
- Prokocki, E., 2010. Holocene Lower Mississippi River avulsion: autogenic versus allogenic forcing, in: *Search and Discovery*.
- Rejiba, F., Chevalier, A., Deleplancque, B., Hovahnissian, G., Schamper, C., Thiesson, J., Weill, P., 2016. Geophysical Investigation of a Paleochannel in the Alluvial Plain of the River Seine, France, in: *Near Surface Geoscience 2016 - 22nd European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*.
- Rosgen, D L, 1994. A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169–199.
- Rotnicki, K., 1991. Temperate palaeohydrology: fluvial processes in the temperate zone during the last 15000 years, in: Starkel, L., Gregory, K.L., Thornes, J.B. (Eds.), *John Wiley & Sons*, p. 548 pp.
- Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems, in: *Society*, D.G. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Fluvial Sedimentology*, pp. 187–198.
-

-
- Schulz, M., 2002. On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. *Paleoceanography* 17, 9.
- Schulz, M., Berger, W.H., Sarnthein, M., Grootes, P.M., 1999. Amplitude variations of 1470-year climate oscillation during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice Mass. *Geophysical research letters* 26, 3385–3388.
- Schumm, S.A., 1977. *The fluvial system*. Wiley.
- Schumm, S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications., in: Ethridge, F.G., Flores, R.M. (Eds.), *SEPM Special Publication*, pp. 19–29.
- Schumm, S.A., 1985. Patterns of Alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 5–27.
- Sejrup, H.P., Haflidason, H., Aarseth, H., King, E.L., Forsberg, C.F., Long, D., Rokoengen, K., 1994. Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. *Boreas* 23, 1–13.
- Sejrup, H.P., Larsen, E.W., Landvik, J., King, E.L., Haflidason, H., Nesje, A., 2000. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews* 19, 667–685.
- Shields, A.F., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin, Germany* 26, 5–24.
- Sigismond, J., Dupas, J.M., Lefebvre, A., 1983. La craie à Nogent-sur-Seine. *Revue française de géotechnique* 23, 5–17.
- Singerland, R.L., Smith, N.D., 2004. River avulsion and their deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 257–285.
- Slingerland, R.L., Smith, N.D., 2004. River avulsions and their deposits. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 257–285.
- Slowik, M., 2011. Changes of river bed pattern and traces of anthropogenic intervention: The example of using GPR method (the Obra River, Western Poland). *Applied Geography* 31, 784–799.
- Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P., Clough, S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology* 36, 1–23.
- Stouthamer, E., 2001. Holocene avulsions in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands.
- Stouthamer, E., Berendsen, H.J.A., 2001. Avulsion frequency, avulsion duration, and interavulsion period of Holocene channel belts in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Journal of Sedimentary Research* 71, 589–598.
- Thompson, A., 1986. Secondary flows and the pool-riffle unit: a case study of the processes of meander development. *Earth surface processes and landforms* 11, 631–641.
- Tillard, S., Dubois, J.-C., 1995. Analysis of GPR data: wave propagation velocity determination. *Journal of Applied Geophysics* 33, 77–91.
- Törnqvist, T.E., 1994. Middle and late Holocene avulsion history of the River Rhine (Rhine-Meuse delta, Netherlands). *Geology* 22, 711–714.
- Toucanne, S., 2008. Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de mer d'Irlande et du paléo-fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques.
- Tziperman, E., Gildor, H., 2003. On the mid-Pleistocene transition to 100-kyr glacial cycles and the asymmetry between glaciation and deglaciation times. *Paleoceanography* 18, 1–8.
- Van Geel, B., Coope, G.R., Van Der Hammen, T., 1989. Palaeoecology and stratigraphy of the lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). *Review of Palaeobotany and Palynology* 60, 25–129.
-

-
- Van Vliet-Lanoë, B., Brulhet, J., Combes, P., Duvail, C., Ego, F., Baize, S., Cojan, I., 2016. Quaternary thermokarst and thermal erosion features in northern France: Origin and palaeoenvironments. *Boreas* 20.
- Vandenbergh, J., Kasse, C., Bohncke, S.J.H., Kozarski, S., 1994. Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. *Terra Research* 6, 476–485.
- Verdeaux, P., 2008. Aménagement a grand gabarit de la Seine entre Bray-sur-Seine et Nogent-sur-Seine. Conseil général de l'environnement et du développement durable, Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement durable et de l'Aménagement du territoire.
- Viennot, P., Ducharne, F. A. Habets, Lamy, F., Ledoux, E., 2009. Hydrogéologie du bassin de la Seine. PIREN Seine.
- VNF, 2013. Etude préliminaires - Etudes des anciens méandres de la Seine. Phase 1: Etat des lieux et diagnostic. Voies navigable de France, EPTB - Seine Grands Lacs.
- Voinchet, P., Bahain, J.-J., Falguères, C., Laurent, M., Dolo, J.-J., Despriée, J., Gageonnet, R., Chaussé, C., 2004. ESR dating of quartz extracted from quaternary sediments application to fluvial terraces system of the Northern France. *Quaternaire* 15, 135–141.
- Voinchet, P., Brulhet, J., Cojan, I., Bahain, J.-J., Falguères, C., 2015. Datation ESR des terrasses alluviales pléistocènes de la vallée de l'Aube: premiers résultats. *Quaternaire* 26, 185–192.
- Voinchet, P., Cojan, I., Gillot, T., 2015. Datation des formations alluviales du secteur Voire-Aube. ANDRA.
- Voinchet, P., Despriée, J., Tissoux, H., Falguères, C., Bahain, J.-J., Gageonnet, R., 2010. ESR chronology of alluvial deposits and first human settlements of the Middle Loire Basin (Region Centre, France). *Quaternary Geochronology* 5, 381–384.
- Voinchet, P., Falguères, C., Semah, F., 2011. Datation par méthode ESR de terrasses alluviales du bassin de Paris. ANDRA.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.-C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295–305.
- Weill, P., 2010. Formation et évolution de cheniers en contexte macrotidal. Approches expérimentales et in-situ.
- Weill, P., Deleplancque, B., Norgeot, C., 2013. Etude de faisabilité sur la caractérisation des hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale de la Bassée par géoradar. PIREN Seine.
- Williams, G.P., 1984. Paleohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. *River meanders*. U.S. Geological Survey 66, 89–102.
- Williams, G.P., 1986. River meander and channel size. *Journal of Hydrology* 88, 147–164.
- Yilmaz, O., 1987. Seismic data processing. Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data, Society of Exploration Geophysicists. Society of exploration geophysicists.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, R.E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686–693.

A. Annexe – BD_sondages - Interface

Cette annexe présente la liste des sondages issus de la BSS (<http://infoterre.brgm.fr/>) utilisés pour la création de la base de données qui nous a servie pour les l'analyses des nappes alluviales. Au sein de la plaine alluviale de la Bassée nous avons consulté l'ensemble des sondages accessible à partir de la BSS. Sur les épaulements nous avons retenu les sondages qui recoupaient les nappes supérieures quelques uns sur les plateaux afin d'avoir des points de référence du contact entre les limons et le substrat.

Le tableau ci-dessous fournit le nom et les coordonnées (Lambert III) des sondages pour lesquels une description des formations géologiques est fournie. Ces dernières sont consignées dans une base de données BD_sondages.

La base de données complète BD_sondages est archivée au centre de géosciences (MINES ParisTech).

Contact : Isabelle Cojan (isabelle.cojan@mines-paristech.fr).

Remarque : le signe « / » figurant dans le nom du sondage sur le site de la BSS a été remplacé par le signe : « _ ».

Forages	X	Y
02596X0054_LEN022	703435	6814304
02596X0078_BV0993	703352	6814325
02597X0005_P1	708130	6813794
02597X0006_P2	708130	6813814
02597X0048_F	709761	6813959
02597X0051_S1	708990	6813866
02597X0052_R1	710454	6814383
02597X0053_R2	710469	6813833
02597X0054_SR1	709866	6813959
02597X0075_C	707805	6815506
02597X0080_C	706648	6814567
02597X0093_VT53	709715	6814430
02597X0106_F1	710618	6814782
02597X0117_LEN028	706676	6814577
02597X0118_LEN031	708714	6814329
02597X0121_LEN048	709840	6815016
02597X0125_BV0403	710205	6816634
02597X0127_BV0369	705908	6814572
02597X0138_BV1044	707867	6814403
02598X0005_P1	716854	6819134
02598X0009_P1	712058	6816018
02598X0083_F1	714916	6813679
02598X0084_P4	714025	6813452
02598X0085_F1	714942	6815393
02598X0086_F1	713507	6815975
02598X0087_Q2	712446	6814670
02598X0090_Q1	712140	6815118
02598X0091_Q3	712662	6814164
02598X0094_QR1	711499	6814344
02598X0095_R3	711236	6813497
02598X0105_P1	713270	6818556
02598X0107_M1	716981	6817664
02598X0109_N2	716008	6816133

Forages	X	Y
02598X0110_MN1	716355	6816929
02598X0111_06	716371	6814230
02598X0112_07	717167	6813853
02598X0113_M2	717153	6816742
02598X0114_M3	717256	6816002
02598X0115_NO2	715287	6816049
02598X0116_NO2	714332	6816563
02598X0117_OP1	714057	6814851
02598X0118_OP2	714884	6814524
02598X0119_N1	715197	6817120
02598X0120_P2	713335	6814557
02598X0121_N3	715662	6815496
02598X0122_N4	717333	6814512
02598X0123_DG1	713451	6814117
02598X0124_DG2	713754	6814474
02598X0125_P2PZG	713125	6814599
02598X0136_C1	712285	6813467
02598X0137_C1	711385	6813375
02598X0152_C1	716425	6818028
02598X0164_VT55	714380	6818547
02598X0165_VT54	716306	6817060
02598X0180_LEN035	711878	6817420
02598X0181_LEN036	713192	6816486
02598X0182_LEN037	715160	6815184
02598X0183_LEN038	716666	6814236
02598X0184_LEN040	717202	6816287
02598X0185_LEN041	716603	6818495
02598X0196_BV0394	715363	6817798
02598X0197_BV0393	715835	6815934
02598X0198_BV0392	711873	6814430
02598X0199_BV0391	713272	6816486
02602X0143_HE0010	729903	6823538
02603X1029_SR	736207	6823548

Forages	X	Y
02603X1030_SR	736111	6823909
02603X1050_S2	733200	6823755
02603X1056_MMS129	735915	6824844
02603X1057_MMS130	736705	6824413
02603X1058_TY0001	732240	6823426
02604X0040_S7	737596	6824505
02604X0041_S8	737602	6825205
02604X0045_S12	738932	6824103
02604X0046_S14	739862	6826354
02604X0048_S16	739806	6824665
02604X0050_S19	740824	6824375
02604X0052_S21	740929	6825004
02604X0054_S23	741580	6827348
02604X0055_S24	741442	6826369
02604X0056_S25	742106	6825763
02604X0057_S26	742175	6824543
02604X0058_S27	742187	6827012
02604X0060_S29	743123	6825494
02604X0061_S30	742985	6824646
02604X0067_S17	739831	6824015
02604X0076_F3P33	740290	6825432
02604X0091_MMS128	738394	6827137
02604X0094_MMS134	739063	6824761
02604X0096_VS0204	743978	6825001
02604X0097_VS0380	742947	6827010
02604X0102_POMP	738939	6825972
02605X0005_LEN042	718691	6818986
02605X0058_G11	722510	6819458
02605X0062_M4	717950	6815316
02605X0068_L2	719101	6817705
02605X0069_M6	718849	6814208
02605X0070_K7	720712	6814531
02605X0071_M7	718682	6813350
02605X0072_M5	718475	6814831
02605X0073_K5	720102	6815636
02605X0074_L7	719803	6813500
02605X0075_L6	719476	6814982
02605X0076_J4	721675	6814922
02605X0077_L5	719221	6815544
02605X0078_K4	719830	6816518
02605X0080_L1	718804	6818087
02605X0081_K1	719748	6818578
02605X0082_K2	719621	6817720
02605X0083_K3	719856	6817218
02605X0084_K6	720418	6815234
02605X0085_J1	720600	6817691
02605X0086_J2	720594	6816971
02605X0087_J3	721042	6815678
02605X0088_I31	720935	6818248
02605X0089_IJ2	721568	6816403
02605X0090_IJ3	722149	6815478
02605X0092_I2	722384	6818185
02605X0093_I3	722555	6817264
02605X0094_I5	722755	6816122

Forages	X	Y
02605X0095_I6	722948	6815321
02605X0096_HI1	723312	6816867
02605X0097_H1	723553	6819234
02605X0098_H2	723566	6818484
02605X0099_H3	723486	6817405
02605X0100_N5	717949	6814146
02605X0101_L3	718521	6816590
02605X0102_L4	718585	6815930
02605X0103_IJ4	721713	6816961
02605X0104_HI3	723836	6815123
02605X0106_J1PZG	720659	6817571
02605X0107_J1P2F	720460	6817652
02605X0109_PM5	723918	6817621
02605X0110_PM4	723818	6817622
02605X0136_F	722475	6819404
02605X0151_F1	723483	6818165
02605X0152_F2	723361	6817976
02605X0153_F3	723697	6818003
02605X0154_P1	723653	6818123
02605X0155_P2	723571	6817974
02605X0156_P3	723424	6818245
02605X0157_P4	723391	6817926
02605X0158_PZ6	722458	6817574
02605X0159_PZ7	723066	6818419
02605X0160_PZ8	722977	6818619
02605X0166_PZ9	722970	6817845
02605X0167_PZ11	723438	6819865
02605X0172_F1	718475	6814851
02605X0174_F3	717833	6814537
02605X0181_LEN039	718983	6814491
02605X0184_GX0004	719112	6818578
02605X0185_GX0005	718297	6816682
02605X0186_GX0006	723182	6817000
02605X0187_GX0007	717818	6814659
02605X0188_GX0008	721768	6813547
02605X0189_GX0036	719549	6815310
02605X0190_GX0037	721006	6819557
02605X0193_RS0101	723171	6815717
02605X0197_RS0127	721887	6820717
02605X0199_RS0100	721774	6815946
02605X0201_RS0098	718104	6815755
02605X0206_RS0099	720552	6815862
02606X0002_P1	729780	6822537
02606X0072_H4	726978	6820528
02606X0089_G4	725341	6818038
02606X0090_F1	726889	6820034
02606X0091_F2	727564	6819548
02606X0092_F3	727690	6819057
02606X0093_F4	727702	6818267
02606X0094_F5BIS	727608	6817748
02606X0095_P	729746	6820907
02606X0096_G1	725377	6819767
02606X0097_G2	725114	6819390
02606X0098_G3	725118	6818730

Forages	X	Y
02606X0099_E3	728788	6818917
02606X0100_E4	728572	6818259
02606X0101_E5	728996	6817595
02606X0102_EF1	728253	6817202
02606X0103_F7	728502	6816020
02606X0104_F7BIS	728472	6815991
02606X0105_FFG1	726905	6818494
02606X0106_FG4	727014	6817253
02606X0107_H4	724502	6816926
02606X0108_FG2	725804	6818364
02606X0109_FG3	726359	6817839
02606X0110_FG5	727284	6816181
02606X0113_G6	725810	6816755
02606X0114_G7	726114	6816192
02606X0115_E2	728049	6820123
02606X0116_E1	727807	6820955
02606X0117_D1	729129	6821283
02606X0118_H5	725145	6816211
02606X0119_H12	724293	6815988
02606X0120_FG1	725736	6819644
02606X0121_D0	729603	6821768
02606X0122_GH1	724772	6816944
02606X0123_FG2BIS	726220	6817890
02606X0124_FG3BIS	726427	6817589
02606X0125_PM3	725801	6818034
02606X0126_PM1	726309	6817820
02606X0127_F1	728303	6817212
02606X0129_P1	726297	6821112
02606X0132_S2	725058	6817681
02606X0133_N1	725087	6817581
02606X0134_N3	725078	6817641
02606X0149_HRM1	727245	6820710
02606X0150_C	729696	6820908
02606X0152_F1	725145	6820669
02606X0156_F1	726925	6816245
02606X0162_F	727130	6815633
02606X0166_S1	726919	6820658
02606X0167_S2	726396	6820863
02606X0169_RY0012	725100	6815053
02606X0175_RS0125	729139	6821317
02606X0179_RS0092	728029	6820131
02606X0183_HE0015	724891	6818130
02606X0188_HE0002	726668	6821034
02606X0189_HE0004	728409	6819540
02606X0191_HE0011	729218	6822614
02606X0192_HE0012	728723	6821921
02606X0195_HE0001	725392	6821793
02606X0196_HE0019	729351	6821466
02606X0197_HE0020	728142	6822863
02606X0201_HE0013	728232	6821353
02606X0204_NS4090	725459	6815677
02606X0206_PR0132	728052	6821672
02606X0207_HE0003	727441	6820506
02606X1025_F_IRRI	730091	6818155

Forages	X	Y
02606X1028_RS0091	730086	6820223
02606X1033_HE0005	729121	6818997
02606X1034_HE0006	730063	6818224
02606X1035_HE0018	730455	6820762
02607X0077_SR	731162	6820575
02607X0078_SR	731377	6819963
02607X0079_SR	731689	6819120
02607X0081_SR	735420	6822695
02607X0083_SR	734274	6820906
02607X0085_SR	732657	6820121
02607X0088_B4	733956	6822189
02607X0109_SR	736008	6821370
02607X0110_F	733739	6819222
02607X0111_F	736114	6822029
02607X0112_F	733978	6819120
02607X0114_S6	737230	6822769
02607X0126_S1	733425	6822044
02607X0127_FEXP	733440	6822089
02607X0128_S3	732866	6823228
02607X0129_FAEP92	733077	6820058
02607X0133_F_GAGE	736171	6820799
02607X0135_F_IRRI	730832	6818309
02607X0136_F1	735763	6821777
02607X0138_TY0002	731013	6820655
02607X0139_TY0003	731654	6818227
02607X0144_TY0008	733715	6821136
02607X0145_TY0009	733768	6819076
02607X0149_TY0013	735075	6821018
02607X0150_TY0014	736044	6820052
02607X0156_RS0089	733693	6819718
02607X0157_RS0090	731520	6819805
02607X0158_RS0109	731660	6822984
02607X0159_RS0110	732937	6822860
02607X0160_RS0111	734362	6822483
02607X0161_RS0112	735624	6822167
02607X0165_HE0007	730871	6817730
02607X0167_HE0016	732868	6818716
02607X0168_HE0017	732135	6819603
02607X0188_F3	735684	6821759
02607X0204_F2	735950	6821963
02607X1006_C1	730803	6821758
02607X1007_BC0	731631	6822710
02607X1008_C0	730908	6821247
02607X1009_C1	730849	6821297
02608X0072_MOUSSO	740242	6823081
02608X0073_F_IRRI	741234	6823312
02608X0086_TY0024	739412	6821899
02608X0096_RY5063	743989	6823013
02608X0097_RY5064	742317	6823084
02608X0105_RS0113	737587	6822279
02611X0001_FO	744568	6823861
02611X0002_PU	744642	6823811
02611X0004_SR	745747	6825965
02611X0005_PS101	745601	6826421

Forages	X	Y
02611X0016_S36	744545	6826841
02611X0017_S37	744454	6825682
02611X0018_S38	744757	6824889
02611X0019_S39	745248	6827214
02611X0020_S40	744990	6826367
02611X0022_S42	745590	6826311
02611X0023_S43	745350	6825294
02611X0025_S45	746480	6826373
02611X0027_S47	746702	6825461
02611X0028_S48	746248	6825086
02611X0035_S31	749689	6825324
02611X0036_S32	750652	6825675
02611X0040_S74	747718	6825092
02611X0041_84P1	746173	6824481
02611X0042_84P2	746681	6825421
02611X0043_F86_2	746928	6825099
02611X0044_85_1	747580	6825293
02611X0045_86_1	747623	6824593
02611X0046_FDG	745893	6828858
02611X0049_F3	744108	6827135
02611X0050_S4	744855	6826848
02611X0051_F_IRRI	747127	6823928
02611X0053_P94_1	747004	6825149
02611X0054_P99_1	747004	6825199
02611X0055_PZ99	747029	6825208
02611X1009_FAEP1	750099	6828599
02611X1018_S28	749422	6826706
02611X1019_S29	750449	6827516
02611X1020_S109	748153	6827827
02611X1021_S110	747763	6826771
02611X1022_S1	750606	6827115
02611X1023_S6	749515	6827005
02611X1024_FRECO	749525	6827005
02611X1025_FNIVE	746769	6828048
02611X1027_FVILL	747366	6828124
02611X1035_S6	748921	6827610
02611X1037_F1	748930	6827590
02611X1077_84P3	746924	6825087
02612X0020_S29	754481	6829958
02612X0023_S13	757221	6828993
02612X0024_S14	756717	6828528
02612X0025_S15	757194	6827214
02612X0026_S16	755696	6827348
02612X0029_S22	753194	6827051
02612X0031_S24	753433	6829088
02612X0033_S26	751666	6828315
02612X0036_S108	756601	6826819
02612X0040_S3	751217	6827319
02612X0041_S4	751979	6827522
02612X0042_S5	753443	6827958
02612X0043_S_IRRI	752306	6829888
02612X0047_F_IRRI	753761	6831045
02612X0049_F_IRRI	752613	6830096
02612X1002_PU	754157	6823568

Forages	X	Y
02612X1007_FO	751773	6824655
02612X1011_FAEP2	754448	6825350
02612X1013_SR	753799	6824851
02612X1015_S21	752847	6826294
02612X1016_S19	756201	6825673
02612X1017_S20	755242	6825792
02612X1018_S33	752084	6825942
02612X1019_S105	757124	6823895
02612X1020_S106	755971	6824626
02612X1021_S70	751888	6825214
02612X1022_LPS_1	755176	6825779
02612X1023_STL_1D	754528	6825825
02612X1024_FPERI	750982	6824582
02612X1025_FC1	755741	6824588
02612X1026_FC2	755293	6824852
02612X1027_STL_4D	754528	6825865
02612X1028_F_IRRI	751390	6824338
02613X0031_S28	757324	6830452
02613X0059_SJS_1	757875	6827806
02613X1006_S2	757530	6824591
02616X0016_SR	756277	6823184
02951X0012_VPZ19	696820	6807587
02951X0026_P1	696907	6807266
02951X0045_P1	697440	6808726
02951X0060_S3	696897	6808376
02951X0064_F	697397	6806112
02951X0066_F3	697442	6807801
02951X0069_FORB1	697308	6811930
02951X0077_CVT88	696447	6806111
02951X0098_F	696871	6806587
02951X0107_BV0088	696368	6806146
02951X0143_BV0963	696873	6806507
02951X0145_BV1001	697341	6811880
02952X0004_S1	701208	6806409
02952X0013_S1	702609	6810015
02952X0015_VP27	702098	6809929
02952X0017_VPZ11	703804	6809524
02952X0018_VPZ9	702369	6808897
02952X0019_VPZ6	700982	6809149
02952X0021_VP5	699845	6810519
02952X0022_VPZ3	698724	6810349
02952X0024_VPZ8	702091	6807950
02952X0026_S3	698321	6808903
02952X0027_VPZ5	699289	6808724
02952X0030_VPZ2	698230	6807624
02952X0031_VP1	700602	6807993
02952X0034_VPZ4	699311	6806705
02952X0036_VPZ1	697962	6806747
02952X0037_VP3	703747	6807616
02952X0038_VPZ10	703514	6807288
02952X0054_F	701645	6812882
02952X0055_PC	697849	6810886
02952X0056_F1	697818	6810836
02952X0057_F	699002	6811346

Forages	X	Y
02952X0058_F	699358	6810853
02952X0059_S4	697597	6809579
02952X0114_F	699933	6810298
02952X0120_W1	701926	6810790
02952X0121_VW1	703023	6810461
02952X0122_W2	701596	6809584
02952X0124_P2	697430	6808711
02952X0132_P1	699409	6810962
02952X0133_S2	698478	6807432
02952X0134_F	701269	6806538
02952X0136_P3	699369	6811023
02952X0137_S1	698798	6807399
02952X0138_F	697955	6809346
02952X0143_F	698065	6809335
02952X0144_P2	698645	6809420
02952X0146_S2	698557	6809590
02952X0150_F1	702247	6806429
02952X0171_S1	697718	6809648
02952X0172_S2	697698	6809618
02952X0173_S3	697667	6809578
02952X0174_S4	697658	6809638
02952X0185_LEN012	697958	6811915
02952X0187_LEN013	699642	6812002
02952X0188_VX0001	702343	6813078
02952X0189_VX0003	702459	6812205
02952X0190_VX0004	698044	6810720
02952X0191_VX0006	702203	6811051
02952X0192_VX0008	698711	6808871
02952X0193_VX0009	702106	6809302
02952X0194_VX0011	697548	6806679
02952X0195_VX0012	699432	6806691
02952X0196_VX0013	703956	6807044
02952X0198_BV1678	702007	6807615
02952X0199_BV0973	699647	6810013
02952X0200_BV1681	700506	6808332
02952X0202_BV1021	701112	6807954
02952X0203_BV1000	699241	6811806
02952X0204_BV0999	701126	6811733
02952X0205_BV0991	703098	6811758
02952X0206_BV0990	703185	6809370
02952X0207_BV0974	700008	6811852
02952X0208_BV0972	699143	6808518
02952X0209_BV0971	698730	6806501
02952X0214_BV0989	703143	6807732
02952X0226_S1	698291	6807568
02952X0227_F1	702752	6811627
02952X0230_PZ4	698779	6809391
02952X0261_PZC2	698341	6807546
02952X0269_PZC1	698200	6807618
02953X0007_VPZ20	707077	6811155
02953X0008_VPZ15	705864	6809596
02953X0011_VPZ14	705584	6808509
02953X0013_VPZ13	704838	6806666
02953X0063_PZ5	708570	6811551

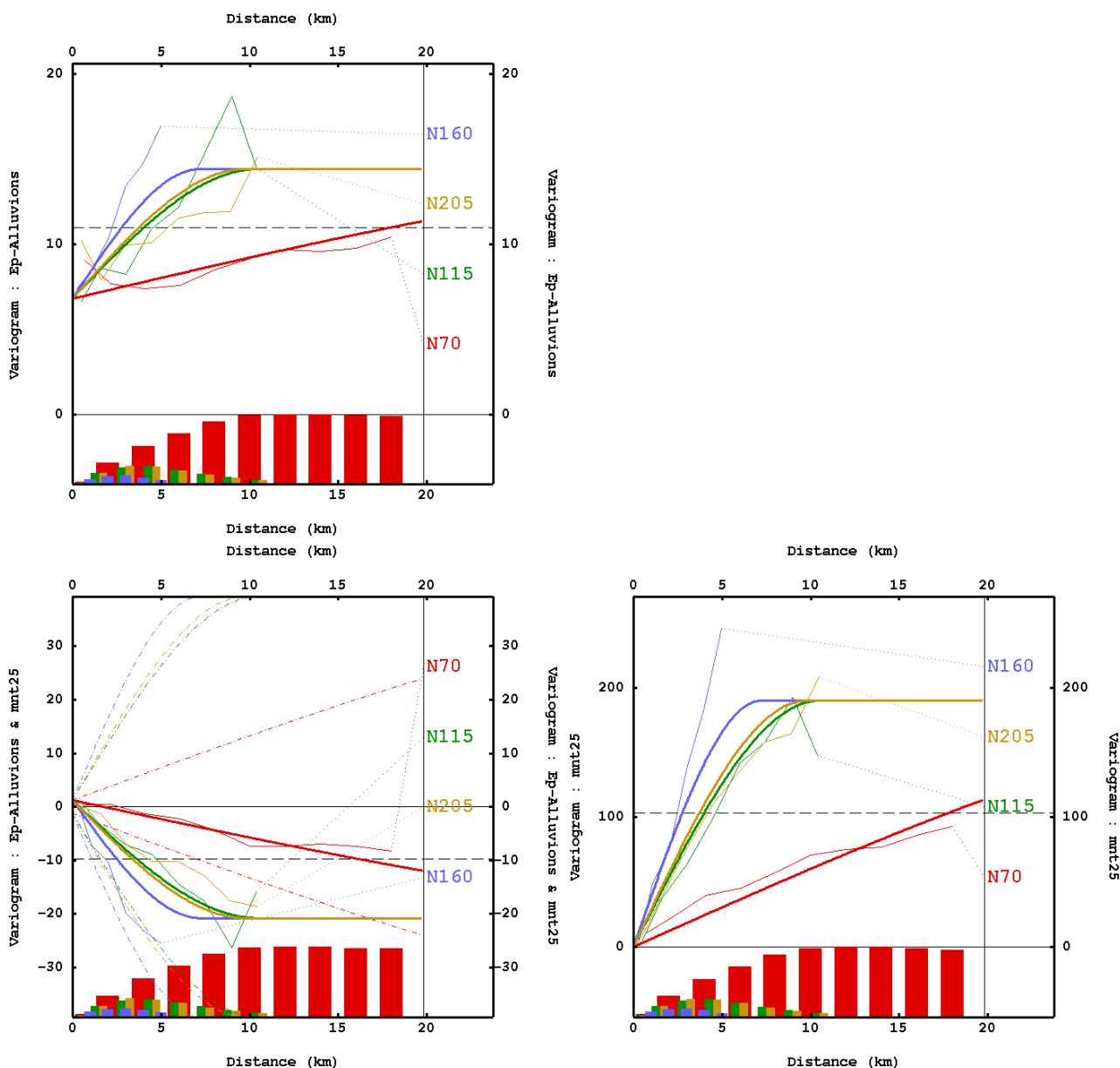
Forages	X	Y
02953X0064_PZ7	708540	6811571
02953X0065_F	708500	6811582
02953X0070_F	710693	6811982
02953X0071_PZ10	710723	6811952
02953X0072_PZ3	710722	6811892
02953X0076_SUV1	704874	6811864
02953X0077_T3	707251	6811603
02953X0078_STT2	708123	6811845
02953X0079_STT1	707777	6812268
02953X0080_V1	704201	6811490
02953X0081_V1	706475	6812069
02953X0082_U3	706052	6810564
02953X0083_U2	706130	6811403
02953X0084_T4	706738	6810098
02953X0085_STT3	709020	6810468
02953X0088_FSR2	710605	6812233
02953X0089_S2	709803	6813049
02953X0092_T2	707176	6812113
02953X0093_FBA	710180	6810507
02953X0094_ST1	708659	6812550
02953X0106_F1	706975	6810945
02953X0107_F1	706909	6810276
02953X0121_LEN029	707889	6812156
02953X0122_LEN030	709733	6813109
02953X0123_GX0031	710670	6812091
02953X0124_VX0002	706943	6813247
02953X0125_VX0007	704770	6812228
02953X0126_VX0014	706648	6810155
02953X0127_VX0046	705121	6809535
02953X0128_BV0998	705833	6811743
02953X0130_BV1043	707142	6811858
02953X0131_BV1026	709296	6809768
02953X0132_BV1025	706823	6809518
02953X0133_BV0996	710628	6812018
02953X0134_BV1019	707032	6807608
02953X0135_BV0997	708304	6811634
02953X0136_BV1020	705243	6807703
02953X0140_F2008	709562	6811722
02953X0144_P4	705809	6811760
02954X0036_F	717130	6813084
02954X0045_F	711765	6811183
02954X0046_QR3	712677	6811405
02954X0048_Q5	713078	6812640
02954X0049_PQ1	713543	6813286
02954X0050_PQ2	714286	6812490
02954X0052_QR2	712133	6812069
02954X0053_P5	714672	6813136
02954X0056_PQ3	714569	6811728
02954X0057_Q7	713625	6811256
02954X0078_GX0010	717191	6811629
02954X0079_GX0020	717391	6810470
02954X0081_GX0024	716096	6811395
02954X0082_GX0025	714533	6810756
02954X0083_GX0026	714923	6809509

Forages	X	Y
02954X0085_GX0029	712080	6808867
02954X0086_GX0032	711039	6810286
02954X0091_RS0073	716012	6813166
Conflans_PZ1a	749782	6827548
02607X0091_SR	734695	6823222
02603X1002_PU	735873	6824161
02603X1040_S2	735112	6824018
02603X1037_PU	735585	6824383
02603X1031_SR	733378	6823524
02607X0089_SR	733365	6823124
02607X0090_SR	733801	6822770
02607X0095_SR	733810	6821520
02607X1012_FIRRIG	735250	6819734
02607X0217_F	735016	6819626
02607X0082_SR	735401	6820596
02604X1009_PZ2	737639	6825703
02604X1004_P1	737852	6825837
02604X0043_S10	738137	6825710
02604X0092_MMS131	738276	6825648
02608X0077_MMS133	737471	6823391
02604X0039_S5	737599	6823785
02604X1006_P4	737480	6825649
02604X1005_P3	737439	6825762
02603X1051_SAU2	737214	6825905
02603X1041_S3	736642	6825143
02603X1042_S4	737038	6824730
02607X0092_SR	736313	6823077
02607X0098_SR	733022	6820578
02607X0301_FAPAC	732606	6819166
02607X0087_SR	730995	6818657
02606X1076_F2PAC	730639	6818352
02606X0210_HE2069	728888	6820890
02606X0211_HE2070	729506	6821669
02606X0004_F1	726875	6820763
02606X0111_FG6	727694	6815148
02606X0148_F1	726722	6814951
02606X0200_MY1101	725587	6814327
02605X0212_HE2061	723448	6814480
02606X0137_C	724481	6819056
02606X0128_F	724746	6819062
02605X0105_J1PZE	720681	6817810
02961X0057_RS0072	719792	6812545
02961X0069_F	719364	6812730
02954X0074_H1	717375	6812542
02954X0063_F	715550	6811899
02598X0089_O2	714404	6815637
02953X0101_S	706319	6812441
02616X0003_FO	753608	6823128

B. Annexe – Données co-krigeage

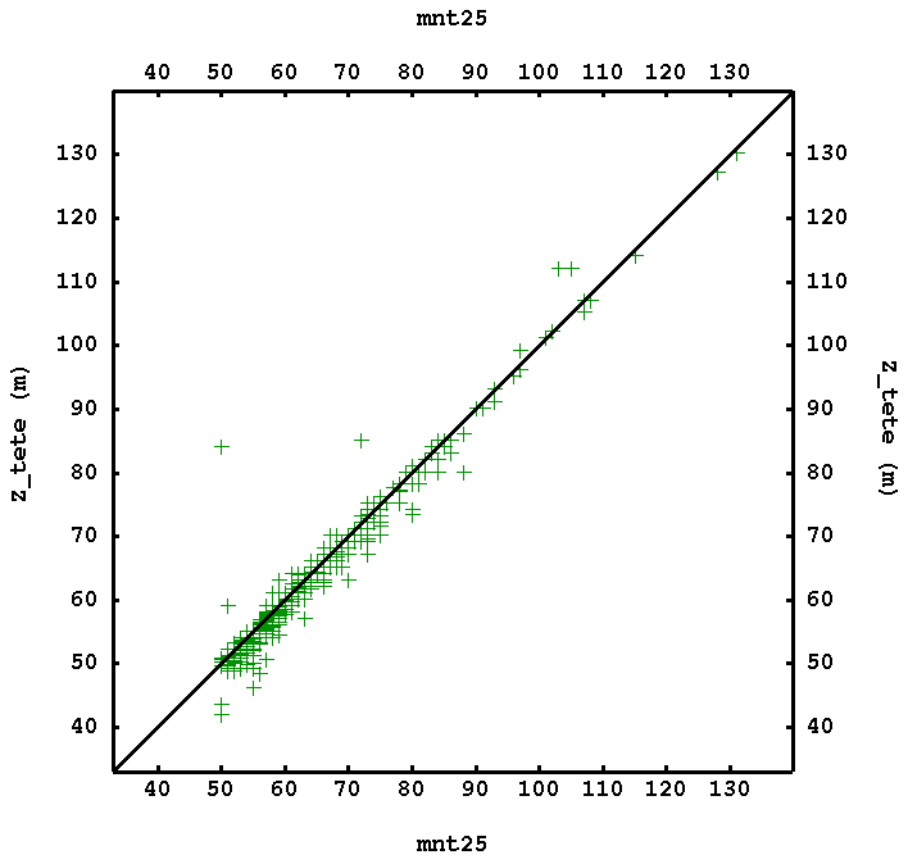
Dans cette annexe nous présentons l'analyse des données de sondages réalisée pour faire une co-estimation de l'épaisseur des alluvions en prenant en compte le MNT à 25 m fourni par l'IGN (<http://professionnels.ign.fr/bdalti>) pour décrire la surface supérieure et les données des sondages pour l'estimation de l'interface craie/alluvions.

Cette figure présente les modèles variographiques utilisés pour la co-estimation des épaisseurs des alluvions et de la topographie.

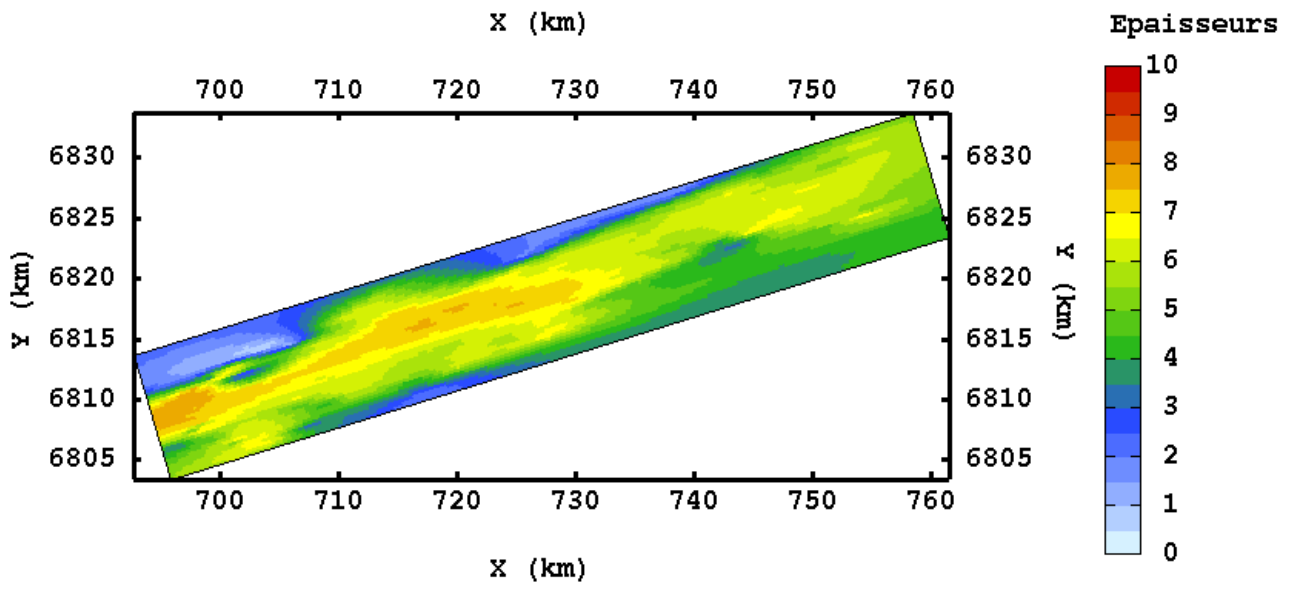


Cette figure montre l'adéquation entre les altitudes fournies par le MNT et les cotes altimétriques des têtes des sondages.

Les différences significatives observées ont montrées pour la plus grande une erreur sur le relevé de sondage de 30 m (85 m au lieu de 55). Cette valeur à été corrigée. Pour les autres, l'écart au plus de 10 m peut correspondre à la différence entre la valeur moyenne de l'altitude de la dalle à 25 m du MNT et celle du sondage.



Co-estimation des épaisseurs des alluvions voir commentaire Chapitre III.



C. Annexe – Données paléo-hydrologiques et datations

Ce tableau fourni le détail des valeurs mesurées sur la Seine actuelle (T3b) de La Tombe à Bray-sur-Seine.

N°boucle	Rc (m)	N°boucle	Rc (m)	N°boucle	Rc (m)
56	255	68	221	80	221
57	281	69	163	82	90
58	193	70	123	83	187
59	235	71	168	84	240
61	78	72	198	85	164
62	179	73	135	87	281
63	224	74	252	88	243
64	144	75	168	89	121
65	302	76	108	90	186
66	262	78	150	91	152
67	321	79	286		

1/2 longueur d'onde (m)	longueur d'onde (m)	1/2 longueur d'onde (m)	longueur d'onde (m)	1/2 longueur d'onde (m)	longueur d'onde (m)
583	1167	500	1001	197	393
622	1244	617	1233	233	467
465	930	440	879	783	1565
386	773	376	752	282	563
569	1138	300	601	695	1390
343	686	358	716	730	1460
511	1022	398	796	242	484
438	877	314	629	412	824
309	619	446	893		
584	1168	381	762		

Largeur carte géomorphologique (m)			Largeur carte géomorphologique (m)			Largeur carte géomorphologique (m)		
74	54	47	51	37	48	73	42	54
79	60	50	55	45	47	78	47	37
69	57	44	44	46	52	78	41	
62	56	49	47	45	34	78	46	
65	51	44	64	51	37	75	53	
65	54	54	55	55	38	62	57	
65	54	49	50	42	39	62	50	
65	57	52	49	43	42	69	59	
64	60	55	47	42	51	57	51	
59	43	51	54	44	55			
57	37	51	69	37	56			

Largeur photo aérienne (m)							
57	51	51	56	57	46	55	67
50	46	49	60	48	41	67	
52	55	43	72	49	49	56	
52	58	51	60	50	48	65	
45	52	56	56	55	56	66	
46	58	54	55	50	53	75	

Détail des valeurs mesurées dans le secteur amont (T3a).

Système 11 (Vieille-Seine « amont »)	R_c (m)	Système 11 (Vieille-Seine « amont »)	R_c (m)	Système 11 (Vieille-Seine « amont »)	R_c (m)
11	83	11	79	11	31
11	73	11	48	11	31
11	50	11	49	11	70
11	55	11	63	11	70
11	55	11	69	11	23
11	34	11	29	11	35
11	34	11	32		
11	42	11	34	Systèmes différents de la Vieille-Seine	R_c (m)
11	97	11	25	1a	87
11	54	11	23	1b	56
11	48	11	24	2	113
11	48	11	59	3	146
11	40	11	32	4	295
11	45	11	76	5	45
11	69	11	70	6	61
11	106	11	76	7	93
11	98	11	43	8	161
11	40	11	59	9	52
11	55	11	53	10	40
11	18	11	142	12	127
11	47	11	35	13	354
11	45	11	92	14a	33
11	53	11	64	14b	40
11	42	11	85		
11	42	11	60		
11	35	11	61		
11	72	11	104		

1/2 longueur d'onde (m)	longueur d'onde (m)	1/2 longueur d'onde (m)	longueur d'onde (m)	1/2 longueur d'onde (m)	longueur d'onde (m)
53	105	82	164	209	418
48	96	125	251	157	314
69	138	125	251	274	548
190	380	149	297	264	529
224	448	155	310	172	345
175	351	102	205	184	369
168	336	114	229	285	569
66	132	97	193	227	453
96	191	63	126	190	381
136	272	125	250	229	458
338	677	50	101	317	633
197	394	203	406	364	729
132	264	159	318	45	90
72	143	126	252	208	415
142	283	270	540	118	236
151	302	285	570	175	350
Largeur de la Vieille-Seine « amont »	Largeur des boucles abandonnées	Largeur de la Vieille-Seine « amont »	Largeur des boucles abandonnées	Largeur de la Vieille-Seine « amont »	Largeur des boucles abandonnées
18	25,9	14	22,3	16	32,2
16	31,6	16	25,3	14	38,0
18	29,4	16	18,6	18	33,7
15	31,2	15	25,6	14	36,9
13	36,5	16	25,6	16	27,7
17	32,0	17	28,7	13	37,1
13	35,0	15	19,9	12	28,5
15	36,9	17	19,2	15	29,2
12	35,2	17	17,9	18	
16	28,7	15	18,0	14	
17	25,2	13	22,3	15	
16	16,5	19	21,4		
12	24,7	15	30,4		

Détail des valeurs mesurées dans le secteur central (T3a).

N°boucle	RC (m)
15	127
16a	104
16b	151
16c	85
17a	419
17b	419

N°boucle	RC (m)
18a	68
18b	68
19	68
20	114
22	138
21a	138

N°boucle	RC (m)
21b	138
21c	138
21d	138
21e	75

N°boucle	Largeur
15	27
15	33
15	31
15	28
15	26
15	28
16	26
16	27
16	27
16	28
16	29
16	32

N°boucle	Largeur
16	34
16	38
16	32
21	28
21	28
21	28
21	26
21	25
21	29
21	29
21	31
21	36

N°boucle	Largeur
21	29
21	30
21	30
17	33
17	47
17	53
17	46
17	45
17	60
17	49

Détail des valeurs mesurées dans le secteur aval (T3a).

N°boucle	Rc (m)
23	52
23	62
23	68
23	104
23	133
23	137
23	138
23	145
23	145
24	61
25	34
25	42
25	47
25	60
25	61
25	90
25	126
25	126
25	126
25	164

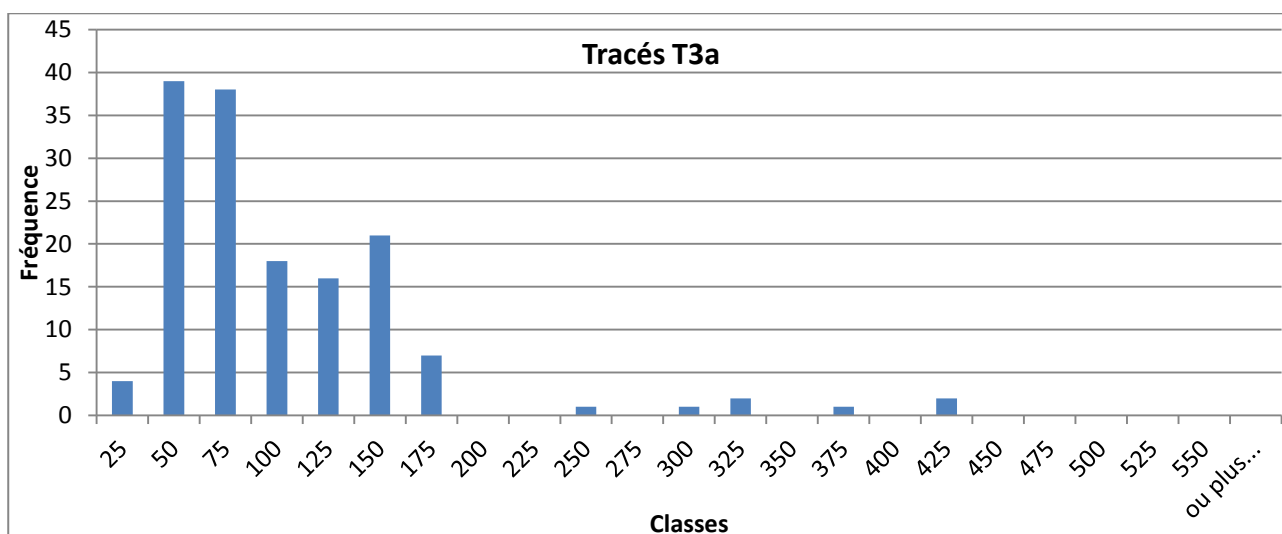
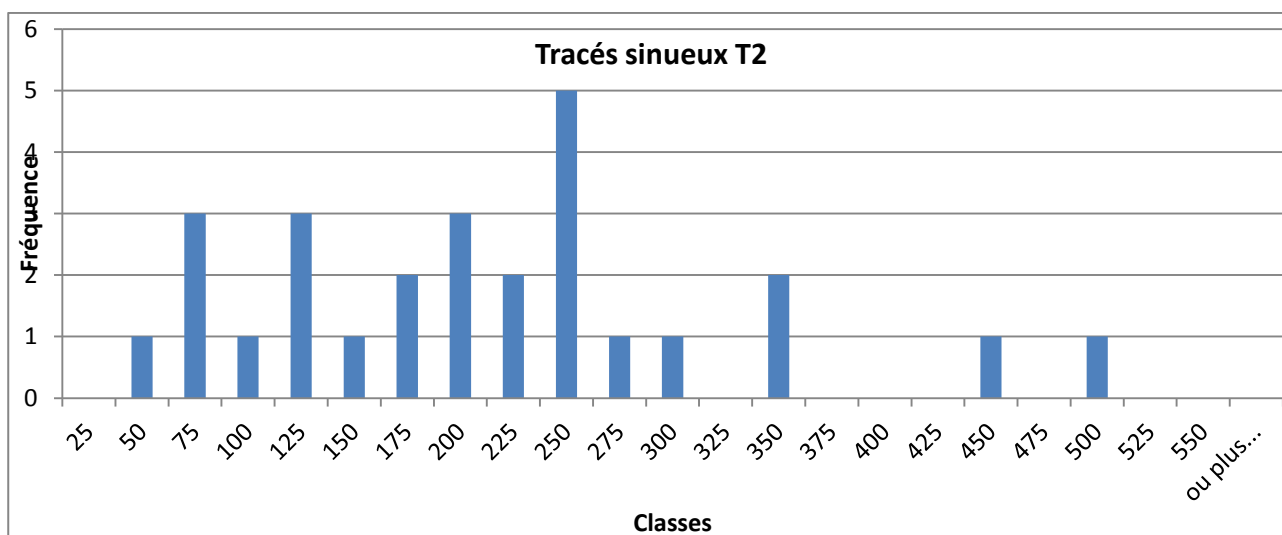
N°boucle	Rc (m)
25	104
25	68
26	137
27	325
28	119
29	42
29	57
29	75
29	87
30	57
31	325
32	39
32	63
32	63
35	142
35	142
33	137
34	171
35	156
37	30

N°boucle	Rc (m)
37	61
36	232
37	76
37	93
37	156
38	34
38	43
38	47
38	96
38	96
38	113
38	117
38	117
38	117
38	120
38	121
40	121
40	121
39	171

Détail des valeurs des rayons de courbures sur la terrasse T2 des tracés formant des boucles bien développées ainsi que les tracés réattribués.

N°de boucle	Terrasse	Rayon (m)	N°de boucle	Terrasse	Rayon (m)	N°de boucle	Terrasse	Rayon (m)
1	T2	162	10b	T2	231	r3b	réat. T2	374
2a	T2	77	11	T2	137	r4	réat. T2	231
2b	T2	92	12	T2	167	r5	réat. T2	162
3g	T2	137				r6	réat. T2	137
4	T2	137	r1	réat. T2	540	r7	réat. T2	170
5a	T2	137	r2_3a	réat. T2	64	r8	réat. T2	172
5b	T2	92	r2_3b	réat. T2	144	famille 1 (RC=75)		
6	T2	231	r2_3c	réat. T2	58	famille 2 (Rc=150)		
7	T2	170	r2_3d	réat. T2	131	Rc=230		
8	T2	63	r2_3e	réat. T2	184	Valeurs isolées		
9	T2	137	r2_3f	réat. T2	144			
10a	T2	231	r3a	réat. T2	293			

Histogramme de fréquence des valeurs des rayons de courbure des tracés sinueux de la terrasse T2 et de l'ensemble des rayons de courbures de T3a.



Ce tableau synthétise les datations archéologiques trouvées dans les références bibliographiques.

X (Lambert III)	Y (Lambert III)	Commune	Lieu dit	Groupe	Age absolu (an)
712253	6810681	Balloy	Les Réaudins	Néolithique	5000-4498
740228	6826494	Barbuise	Courtavant les Grèves de Frécul	Néolithique	4500-4000
712253	6810681	Balloy	Les Réaudins	Néolithique	4500-4000
724091	6817715	Noyen	Les Nachères	Néolithique	4000
722841	6815692	Grisy sur Seine	Les Rouqueux	Néolithique	4000
714010	6815112	St Sauveur les Bray	Le Veau	Bronze	1200-1000
705483	6812279	Courcelles	La Haute Verrine	Bronze	1200-1000
715328	6816676	les Ormes	Les Pâtures	Bronze	1200-1000
691884	6807291	La grande Paroisse	La Pièce de Pincevent	Bronze	1200-1000
722841	6815692	Grisy sur Seine	Les Rouqueux	Bronze	1200-1000
724239	6817607	Noyen	Les Hauts de Nachères	Bronze	1200-1000
701976	6810688	Marolles	Le Bois de Marolles	Bronze	1200-1000
695507	6807280	Varennes	Beauchamp	Bronze	1200-1000
713034	6812673	Bazoches	La Noue Noire	Bronze	1200-1000
701907	6807745	Marolles	Le Grand Canton Sud	Bronze	1200-1000
705840	6812068	Châtenay	La Verrine	Bronze	1000-800
710401	6812889	Balloy	Le Bois de Roselle	Bronze	1000-800
714581	6812786	Bazoches	Les Champs Virolois	Bronze	1000-800
693809	6806301	Varennes	Vostia (Volstin)	Bronze	1000-800
709604	6813582	Egigny	Le Bois Rond	Bronze	1000-800
713825	6813148	Bazoches	Le Canton	Fer	800-600
698299	6810135	Montereau	Les Sècherons	Fer	800-600
701149	6809446	Marolles	La Croix de la Mission	Bronze	1200-1000*
705405	6809704	Marolles	les Gour aux Lions	Bronze	
706366	6810993	La Tombe	Le Champ Mort	Bronze	
710401	6812889	Balloy	Bois de Roselle	Fer	650-475
714145	6812665	Bazoches	la Rompure	Fer	650-475
705483	6812279	Courcelles	la Haute Verrine	Fer	650-475
701863	6807910	Marolles	le Grand Canton	Fer	650-475
703688	6808865	Marolles	le Moulin à Vent	Fer	650-475
702945	6808313	Marolles	Le Carreau franc	Fer	650-475
695132	6807618	Varennes	Volstin Marais colombier	Fer	650-475
696314	6807415	Varennes	Volstin Grand Marais	Fer	650-475
692630	6806467	Ville St Jacques	Le Bois d'échalats	Fer	650-475
693092	6806371	Ville St Jacques	Le Fond des vallées	Fer	650-475
712253	6810681	Balloy	Les Réaudins	Néolithique	4500 BC cal
722841	6815692	Grisy sur Seine	Les Roqueux	Néolithique	3500-3000 BC
695061	6809993	Grande Paroisse	Le Tertre Guérin	Néolithique	3500-3000 BC
700972	6808791	Marolles	La Butte St Donain	Néolithique	2400-2150 BC
724239	6817607	Noyen	Les hauts de Nachères	Néolithique	7190-5970 BC
724239	6817607	Noyen	Les hauts de Nachères	Néolithique	6060-4995 BC
739591	6826340	Barbuise	La Ferme de Frécul	Néolithique	4500-4000
739591	6826340	Barbuise	La Ferme de Frécul	Bronze	1000-800
739591	6826340	Barbuise	La Ferme de Frécul	Bronze	1200-650
739591	6826340	Barbuise	La Ferme de Frécul	Fer	450-30
705405	6809704	Marolles	Gours aux Lions	Fer	800-650
705405	6809704	Marolles	Gours aux Lions	Bronze	1000-800
705405	6809704	Marolles	Gours aux Lions	Néolithique	4500-4000
744861	6825485	Pont sur Seine	Gué Dehan ou des Huns	Néolithique	3600-2150
744861	6825485	Pont sur Seine	Gué Dehan ou des Huns	Bronze	800-650
744861	6825485	Pont sur Seine	Gué Dehan ou des Huns	Récent	30-0

715012	6814068	St Sauveur les Bray	Port aux Pierres	Néolithique	6000-1900
695943	6807641	Vareennes	Le Marais du Pont	Fer	150-30
695943	6807641	Vareennes	Le Marais du Pont	Bronze	1000-800
695943	6807641	Vareennes	Le Marais du Pont	Néolithique	6000-1900
695943	6807641	Vareennes	Le Marais du Pont	Paleolithique	17000-12000
694797	6807019	Vareennes	Le Marais du Colombier	Néolithique	6000-1900
694797	6807019	Vareennes	Le Marais du Colombier	Bronze	1000-800
694797	6807019	Vareennes	Le Marais du Colombier	Fer	540-260
694797	6807019	Vareennes	Le Marais du Colombier	Récent	30-0
700512	6809434	Marolles	Tureau des Gardes	Paleolithique	17000-12000
700512	6809434	Marolles	Tureau des Gardes	Paleolithique	17000-12000
701863	6807910	Marolles	Le Grand Canton	Paleolithique	12650non cal

Cette figure présente les logs des sondages effectués à la carrière à main le long d'un transect dans un méandre abandonné de T3a réattribué à T2 au sud de Nogent-sur-Seine.

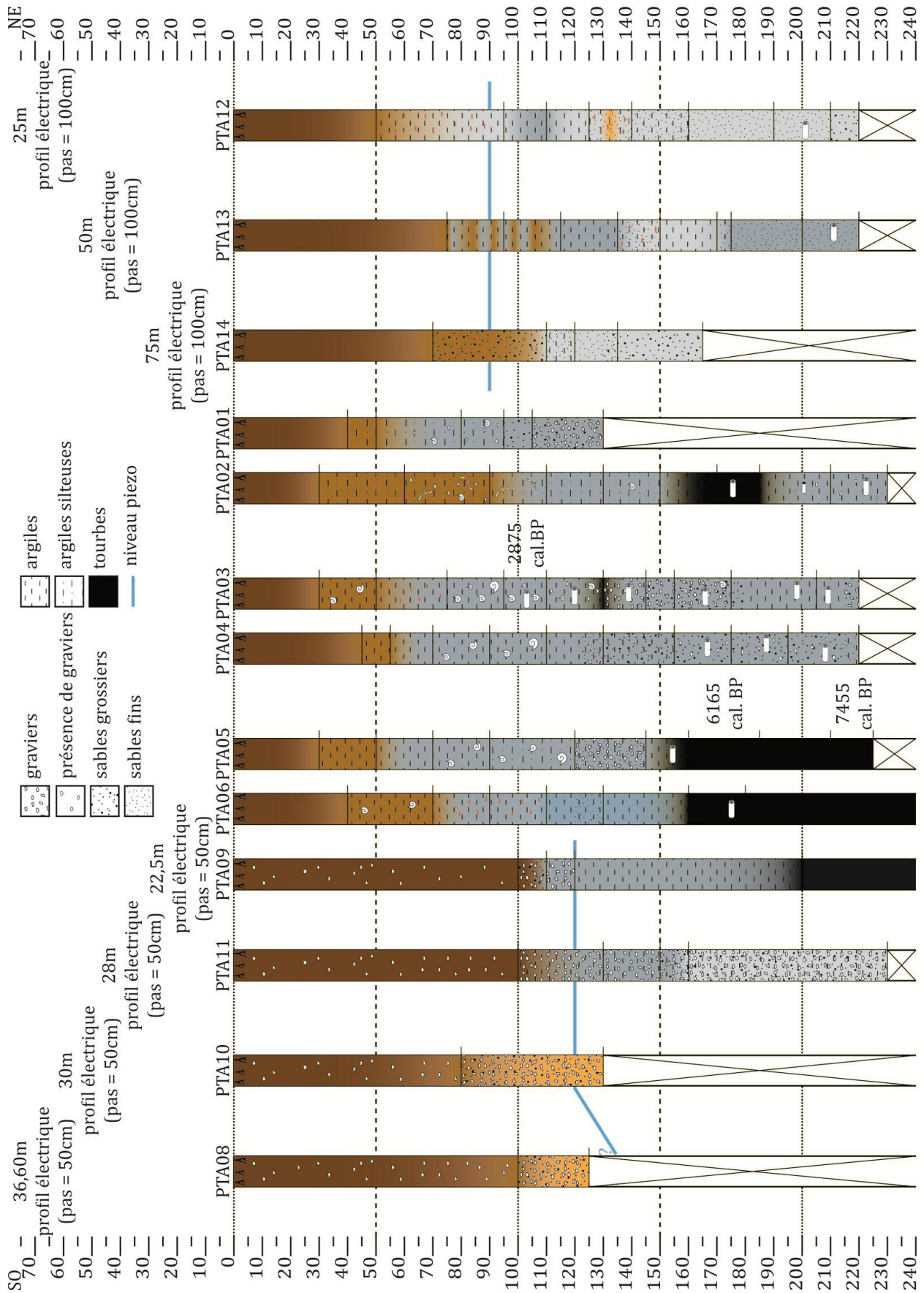


Tableau de synthèse des datations effectuées sur les échantillons envoyés au laboratoire d'analyse BETA ANALYTIC INC.

Nom d'échantillon (*fragment de MO, **sédiment total)	Profondeur d'échantillon	Localisation	Datation âge radiocarbone (cal. BP ans)	Nappe
FEITA_220-240*	220-240 cm	Ferme d'Isle (gravière) Grisy-sur-Seine	13 650±90 (n=1)	T2
GPT_02_105-130*	105-130 cm	Grand Peugny, Mouy-sur-Seine	10 375±120 (n=2)	Dans T2 sur un tracé sinueux
Site Le Vergeron (Profil tarière), Nogent-sur-Seine				
PTA_05_210-225*	210-225 cm	Le Vergeron	7 455±30 (n=1)	Dans T3b réattribuée à T2 méandre bien développé
PTA_05_160-185*	160-185 cm	Le Vergeron	6 165±125 (n=4)	Dans T3b réattribuée à T2 méandre bien développé
PTA_03_95-110*	95-110 cm	Le Vergeron	2 875±80 (n=2)	Dans T3b réattribuée à T2 méandre bien développé
HDV_06_90-110**	90-110 cm	Le Haut de Vez, Bray-sur-Seine	2 930±30 (n=1)	Dans T3a réattribué à T2 méandre bien développé
LMTP_150-175*	150-175 cm	La Motte Tilly (petit méandre), Courceroy	880±75 (n=3)	Dans T3b (réattribué à T3a Vieille Seine « amont »)
ECN_01_115-130*	115-130 cm	Ecluse, amont de Nogent-sur-Seine	140±30 (n=3)	Dans T3b (réattribué à T3a vieille Seine « amont »)

Ce tableau est suivi des pages scannées des deux rapports d'analyses (le premier du 18.02.2015 et le second du 11.06.2015) fournis par le laboratoire.

**BETA ANALYTIC INC.**

DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD

4985 S.W. 74 COURT
MIAMI, FLORIDA, USA 33155
PH: 305-667-5167 FAX:305-663-0964
beta@radiocarbon.com**REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES**

Mr. Benoit Deleplancque

Report Date: 2/18/2015

Mines-ParisTech

Material Received: 2/3/2015

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 403575 SAMPLE : PTA_03_95-110 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 1010 to 890 (Cal BP 2960 to 2840) and Cal BC 875 to 845 (Cal BP 2825 to 2795)	2820 +/- 30 BP	-26.9 o/oo	2790 +/- 30 BP
Beta - 403576 SAMPLE : PTA_05_160-185 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 4330 to 4225 (Cal BP 6280 to 6175) and Cal BC 4200 to 4170 (Cal BP 6150 to 6120) and Cal BC 4125 to 4120 (Cal BP 6075 to 6070) and Cal BC 4090 to 4080 (Cal BP 6040 to 6030)	5420 +/- 30 BP	-27.7 o/oo	5380 +/- 30 BP
Beta - 403577 SAMPLE : PTA_05_210-225 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 5535 to 5475 (Cal BP 7485 to 7425)	6600 +/- 30 BP	-28.5 o/oo	6540 +/- 30 BP
Beta - 403578 SAMPLE : HDV_06_90-110 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 1050 to 910 (Cal BP 3000 to 2860)	2900 +/- 30 BP	-29.0 o/oo	2830 +/- 30 BP

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ^{14}C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ^{14}C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios (delta ^{13}C) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta ^{13}C . On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta ^{13}C , the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by "". The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.



BETA ANALYTIC INC.

DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD

4985 S.W. 74 COURT
MIAMI, FLORIDA, USA 33155
PH: 305-667-5167 FAX:305-663-0964
beta@radiocarbon.com

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Mr. Benoit Deleplancque

Report Date: 2/18/2015

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 403579 SAMPLE : FEITA_220-240 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 11795 to 11610 (Cal BP 13745 to 13560)	11860 +/- 40 BP	-27.6 ‰	11820 +/- 40 BP

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ^{14}C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ^{14}C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios ($\delta^{13}\text{C}$) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the $\delta^{13}\text{C}$. On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed $\delta^{13}\text{C}$, the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by "". The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12 = -26.9 o/oo ; lab. mult = 1)

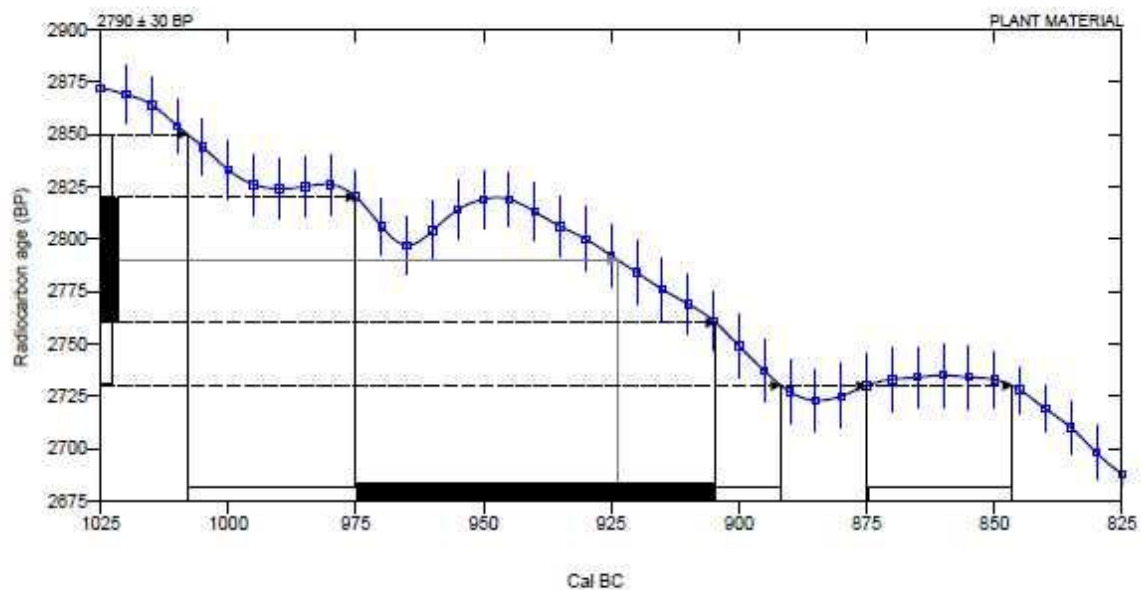
Laboratory number **Beta-403575**

Conventional radiocarbon age **2790 ± 30 BP**

Calibrated Result (95% Probability) **Cal BC 1010 to 890 (Cal BP 2960 to 2840)**
Cal BC 875 to 845 (Cal BP 2825 to 2795)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve **Cal BC 925 (Cal BP 2875)**

Calibrated Result (68% Probability) **Cal BC 975 to 905 (Cal BP 2925 to 2855)**



Database used
INTCAL13

References

Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C-14 Dates, Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

References to INTCAL13 database

Reimer PJ et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1869–1887., 2013.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12 = -27.7 ‰ : lab. mult = 1)

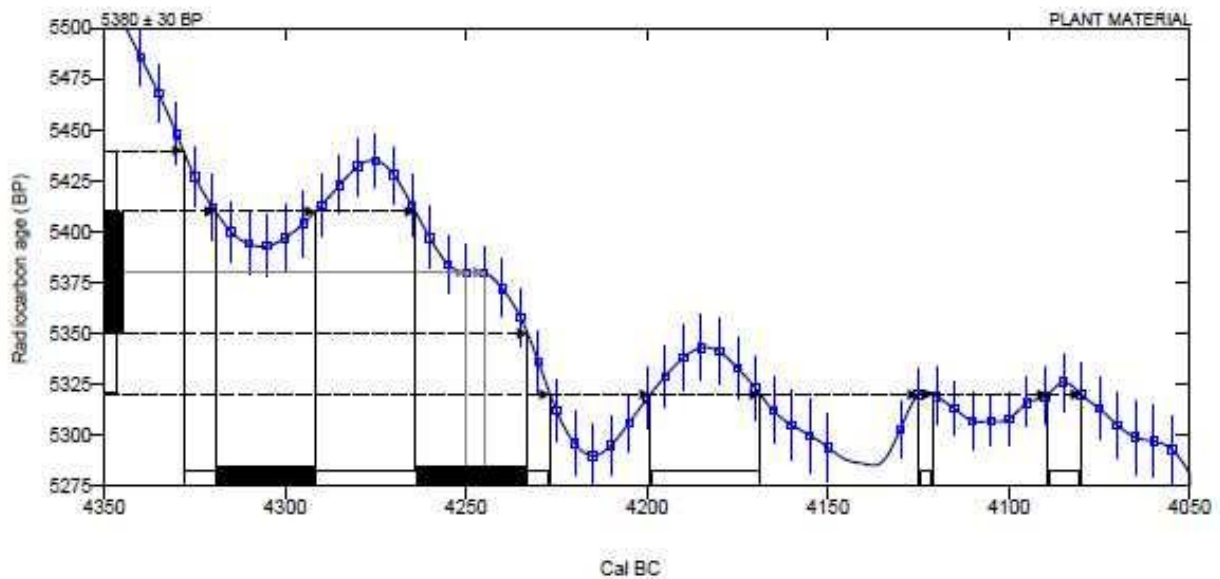
Laboratory number Beta-403576

Conventional radiocarbon age 5380 ± 30 BP

Calibrated Result (95% Probability) Cal BC 4330 to 4225 (Cal BP 6280 to 6175)
Cal BC 4200 to 4170 (Cal BP 6150 to 6120)
Cal BC 4125 to 4120 (Cal BP 6075 to 6070)
Cal BC 4090 to 4080 (Cal BP 6040 to 6030)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal BC 4250 (Cal BP 6200)
Cal BC 4245 (Cal BP 6195)

Calibrated Result (68% Probability) Cal BC 4320 to 4290 (Cal BP 6270 to 6240)
Cal BC 4265 to 4235 (Cal BP 6215 to 6185)



Database used
INTCAL13

References

Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C-14 Dates, Taima, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

References to INTCAL13 database

Reimer PJ et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1869–1887, 2013.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4965 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-6167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12 = -28.5 ‰; (lab. mult = 1)

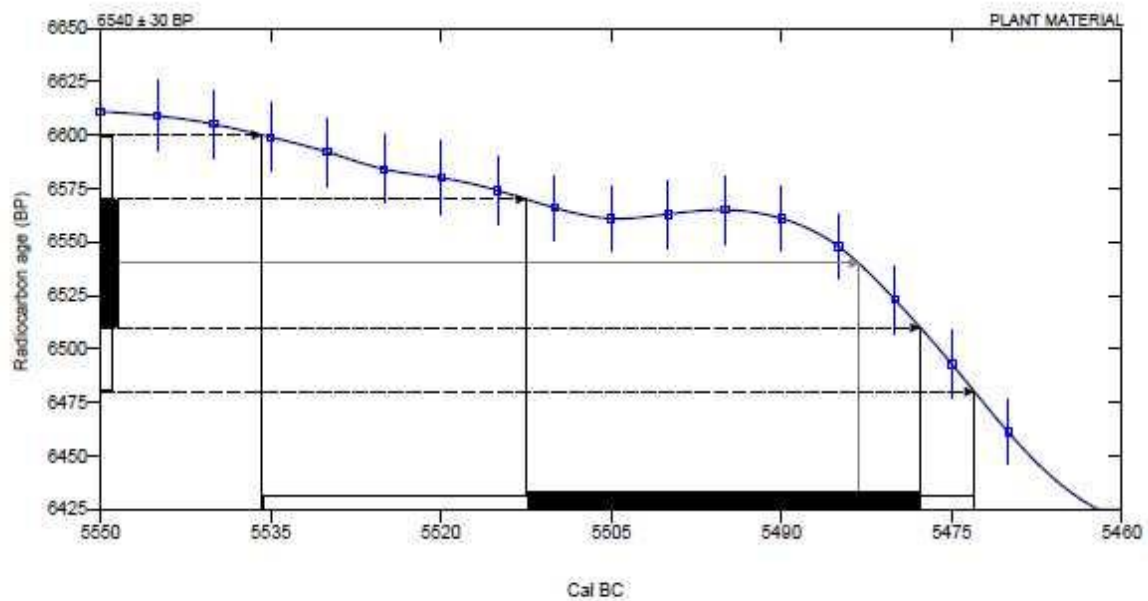
Laboratory number **Beta-403577**

Conventional radiocarbon age **6540 ± 30 BP**

Calibrated Result (95% Probability) **Cal BC 5535 to 5475 (Cal BP 7485 to 7425)**

Intercept of radiocarbon age with calibration curve **Cal BC 5485 (Cal BP 7435)**

Calibrated Result (68% Probability) **Cal BC 5515 to 5480 (Cal BP 7465 to 7430)**



Database used
INTCAL13

References

Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C-14 Dates, Taima, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

References to INTCAL13 database

Reimer PJ et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1869–1887, 2013.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4965 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12 = -29 o/oo : lab. mult = 1)

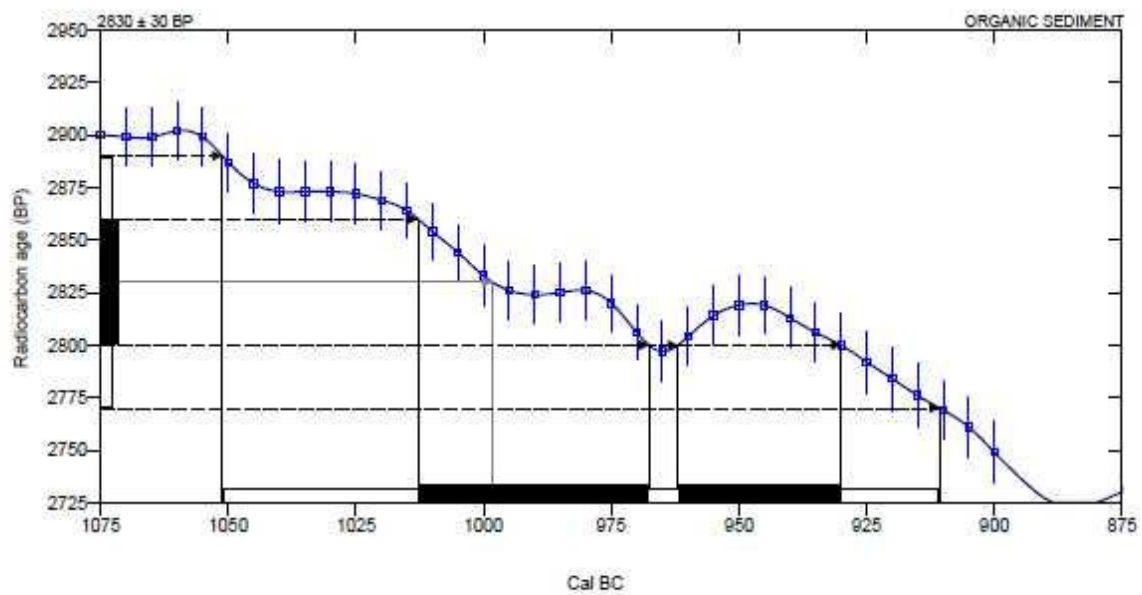
Laboratory number **Beta-403578**

Conventional radiocarbon age **2830 ± 30 BP**

Calibrated Result (95% Probability) **Cal BC 1050 to 910 (Cal BP 3000 to 2860)**

Intercept of radiocarbon age with calibration curve **Cal BC 1000 (Cal BP 2950)**

Calibrated Result (68% Probability) **Cal BC 1015 to 970 (Cal BP 2965 to 2920)**
Cal BC 980 to 930 (Cal BP 2910 to 2880)



Database used
INTCAL13

References

Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates, Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

References to INTCAL13 database

Reimer PJ et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1869–1887., 2013.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12 = -27.6 ‰; (lab. mult = 1)

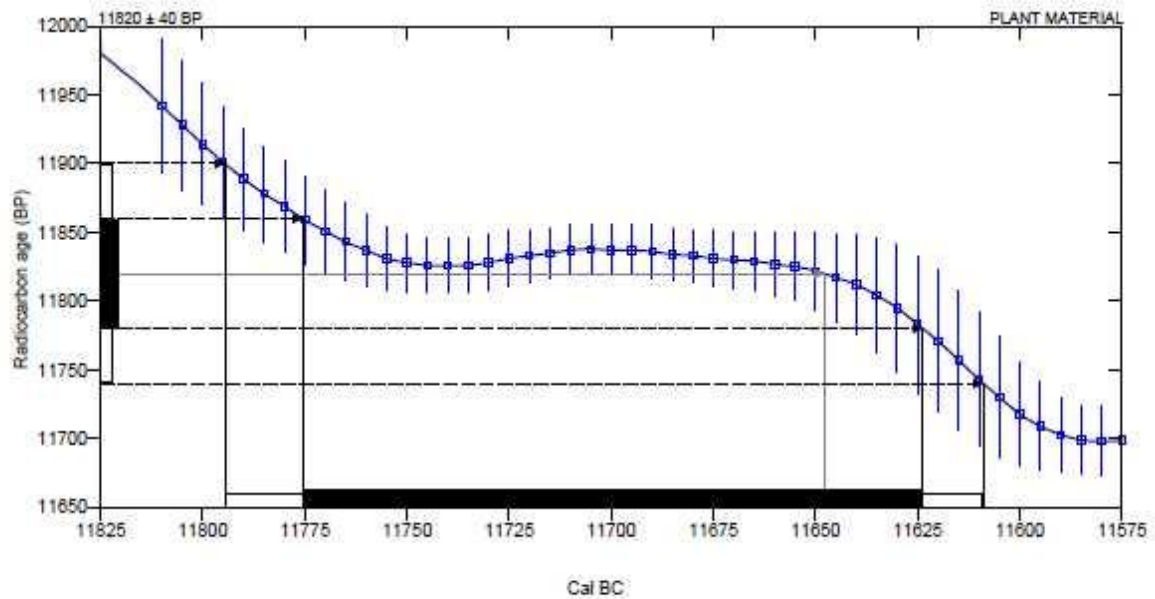
Laboratory number **Beta-403579**

Conventional radiocarbon age **11820 ± 40 BP**

Calibrated Result (95% Probability) **Cal BC 11795 to 11610 (Cal BP 13745 to 13560)**

Intercept of radiocarbon age with calibration curve **Cal BC 11650 (Cal BP 13600)**

Calibrated Result (68% Probability) **Cal BC 11775 to 11625 (Cal BP 13725 to 13575)**



Database used
INTCAL13

References

Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C-14 Dates, Taima, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

References to INTCAL13 database

Reimer PJ et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1869–1887, 2013.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4965 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

	<p>BETA ANALYTIC INC. DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD</p>	<p>4985 S.W. 74 COURT MIAMI, FLORIDA, USA 33155 PH: 305-667-5167 FAX:305-663-0964 beta@radiocarbon.com</p>
---	--	--

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Mr. Benoit Deleplancque

Report Date: 6/11/2015

Mines-ParisTech

Material Received: 5/28/2015

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	d13C	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 411991 SAMPLE : ECN_01_115-130 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1665 to 1780 (Cal BP 285 to 170) and Cal AD 1795 to 1895 (Cal BP 155 to 55) and Cal AD 1905 to Post 1950 (Cal BP 45 to Post 0)	200 +/- 30 BP	-28.5 o/oo	140 +/- 30 BP
Beta - 411992 SAMPLE : GPT_02_105-130 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 8545 to 8505 (Cal BP 10495 to 10455) and Cal BC 8490 to 8305 (Cal BP 10440 to 10255)	9270 +/- 30 BP	-28.8 o/oo	9210 +/- 30 BP
Beta - 411993 SAMPLE : LMTP_150-175 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 990 to 1045 (Cal BP 960 to 905) and Cal AD 1095 to 1120 (Cal BP 855 to 830) and Cal AD 1140 to 1145 (Cal BP 810 to 805)	1040 +/- 30 BP	-27.3 o/oo	1000 +/- 30 BP

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the 14C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990G) and calculated using the Libby 14C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured 13C/12C ratios (delta 13C) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta 13C. On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta 13C, the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by "**". The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12 = -28.5 ‰ ; lab. mult = 1)

Laboratory number Beta-411991

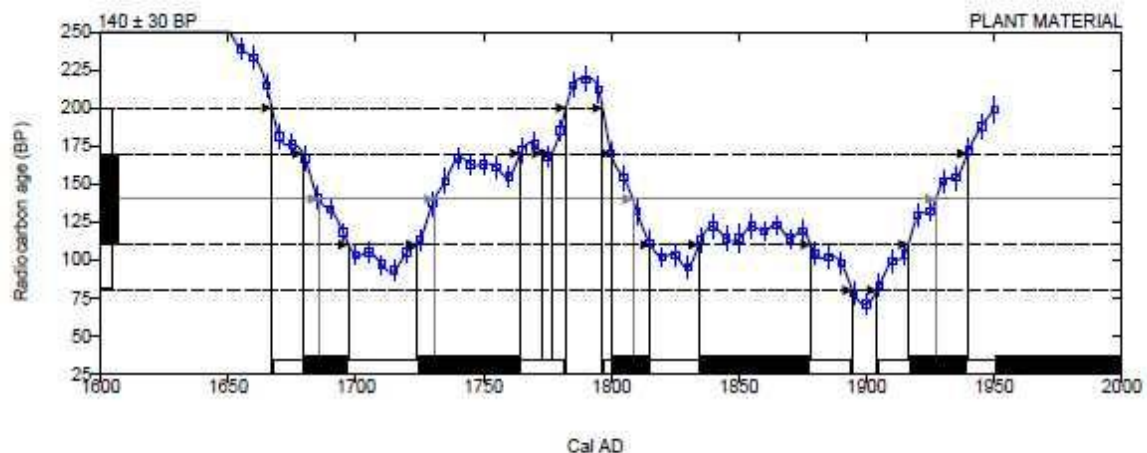
Conventional radiocarbon age 140 ± 30 BP

Calibrated Result (95% Probability) Cal AD 1665 to 1780 (Cal BP 285 to 170)
Cal AD 1795 to 1895 (Cal BP 155 to 55)
Cal AD 1905 to Post 1950 (Cal BP 45 to Post 0)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve

Cal AD 1685 (Cal BP 265)
Cal AD 1730 (Cal BP 220)
Cal AD 1810 (Cal BP 140)
Cal AD 1925 (Cal BP 25)
Post AD 1950 (Post BP 0)

Calibrated Result (68% Probability) Cal AD 1680 to 1695 (Cal BP 270 to 255)
Cal AD 1725 to 1765 (Cal BP 225 to 185)
Cal AD 1800 to 1815 (Cal BP 150 to 135)
Cal AD 1835 to 1880 (Cal BP 115 to 70)
Cal AD 1915 to 1940 (Cal BP 35 to 10)
Post AD 1950 (Post BP 0)



Database used
INTCAL13

References

Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates, Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

References to INTCAL13 database

Reimer PJ et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1869–1887., 2013.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12 = -28.8 o/oo : lab. mult = 1)

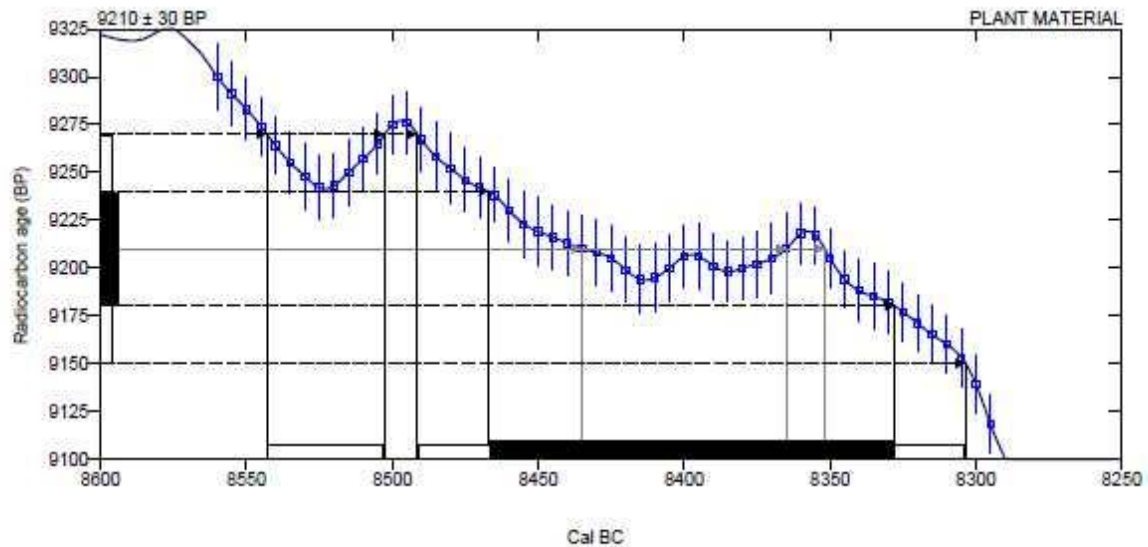
Laboratory number Beta-411992

Conventional radiocarbon age 9210 ± 30 BP

Calibrated Result (95% Probability) Cal BC 8545 to 8505 (Cal BP 10495 to 10455)
Cal BC 8490 to 8305 (Cal BP 10440 to 10255)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve
Cal BC 8435 (Cal BP 10385)
Cal BC 8365 (Cal BP 10315)
Cal BC 8350 (Cal BP 10300)

Calibrated Result (68% Probability) Cal BC 8465 to 8330 (Cal BP 10415 to 10280)



Database used
INTCAL13

References

Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates, Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

References to INTCAL13 database

Reimer PJ et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1869–1887., 2013.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)867-5167 • Fax: (305)863-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12 = -27.3 o/oo : lab. mult = 1)

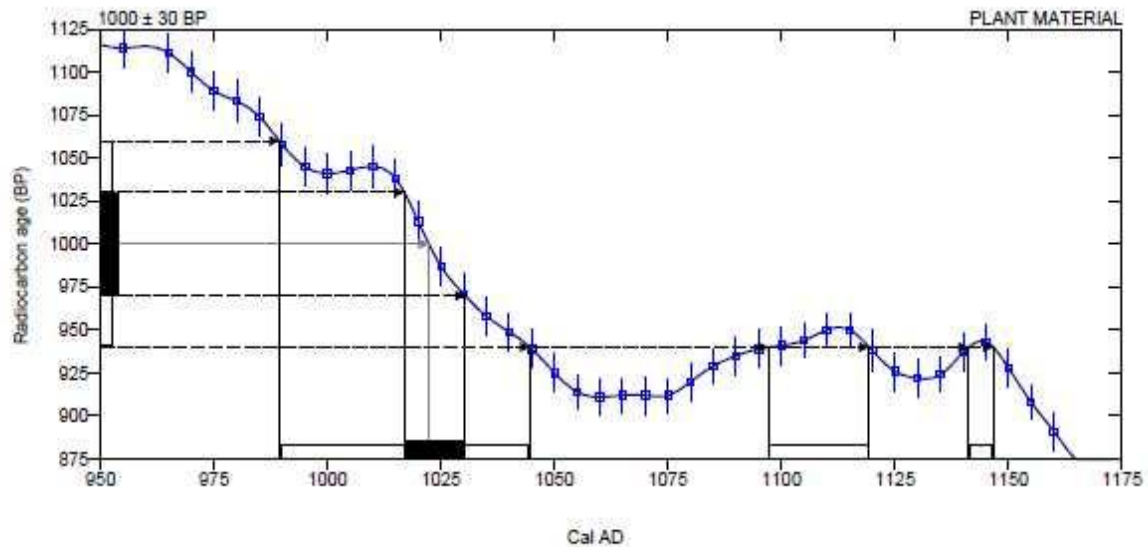
Laboratory number Beta-411993

Conventional radiocarbon age 1000 ± 30 BP

Calibrated Result (95% Probability) Cal AD 990 to 1045 (Cal BP 960 to 905)
Cal AD 1095 to 1120 (Cal BP 855 to 830)
Cal AD 1140 to 1145 (Cal BP 810 to 805)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal AD 1020 (Cal BP 930)

Calibrated Result (68% Probability) Cal AD 1015 to 1030 (Cal BP 935 to 920)



Database used
INTCAL13

References

Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates, Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

References to INTCAL13 database

Reimer PJ et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1869–1887., 2013.

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

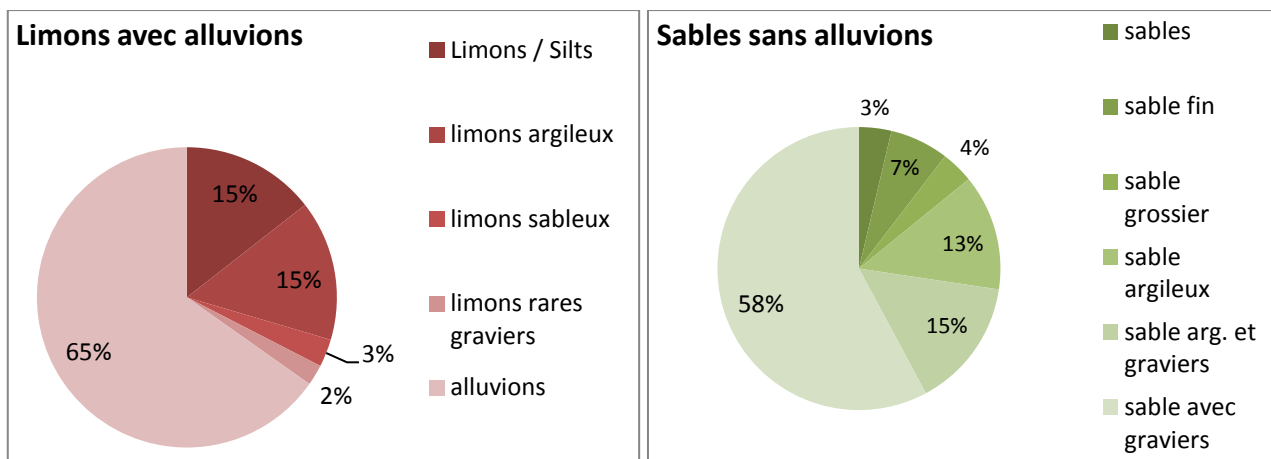
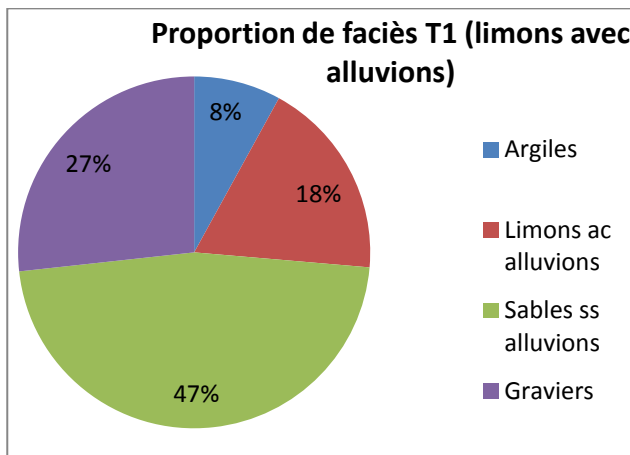
4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

D. Annexe – BD_Sondage - Faciès

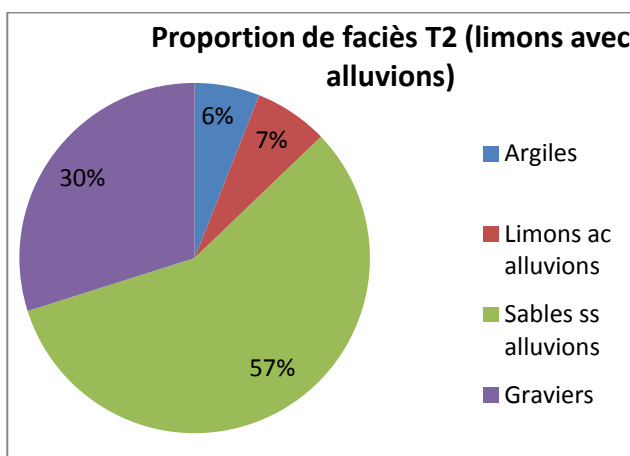
Cette annexe présente le détail des codes correspondant aux faciès granulométriques observés dans les descriptions des sondages ainsi que les codes de la variable de paléo-environnement de dépôt après le travail d'homogénéisation.

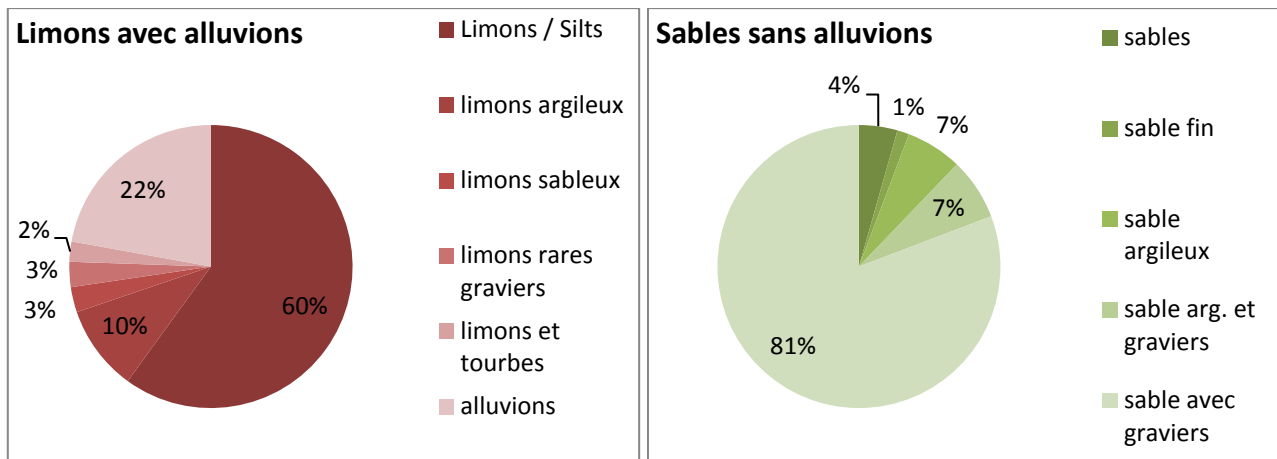
Faciès	code	Fluvial chenalisé en tresse ou en méandre	Fluvial chenalisé en masse	Dépôt de débordement et levées	Plaine d'inondation	Crevasse	point bas-bras mort
Sédiments d'origine fluviale		1	2	3	4	5	6
Argiles	20						206
Argiles silteuses	21		212	213	214		
Argile sableuses	22					225	
Argiles à graviers	23					235	
Argiles tourbeuses graviers	24						246
Limons / Silts	30			303			
limons fins	31						
limons argileux	32		322	323	324		
limons sableux	33			333			
limons rares graviers	34					345	
limons et tourbes	35						356
Sables	40	401					
sable fin	41	411					
sable moyen	42	421					
sable grossier	43	431					
sable argileux	44		442			445	
sable tourbe	45						456
sable limoneux	46					465	
sable arg. et graviers	47		472				
sable avec graviers	48	481					
Graviers	50	501					
graviers argileux	51		512				
graviers sable	52	521					
graviers à galets	53	531					
graviers galets craie	54	541					
graviers tourbeux	55						556
craie sable graviers	56	561					
silex	57	571					
graviers sable argileux	58		582				
Dépôts organiques	80						
tuf	81						
tourbe	82						826
marnes/argiles carbonatées	83						836
argile coquillier	84						846

Ces diagrammes présentent les proportions de faciès limoneux analysés avec les alluvions (code 39) pour la terrasse T1, ce cas n'est pas présenté dans le chapitre V. Les proportions de faciès argileux et de faciès de graviers ne sont pas modifiées.



Ces diagrammes présentent les proportions de faciès limoneux analysés avec les alluvions (code 39) pour la terrasse T2, ce cas n'est pas présenté dans le chapitre V. Les proportions de faciès argileux et de faciès de graviers ne sont pas modifiées.





Ce tableau montre les statistiques descriptives des granulométries sein des nappes T3a et T3b (en épaisseur, m) que nous n'avons pas décrites du fait de l'emboîtement de ces nappes dans les nappes T2 ou T1.

		Min	Max	Moy	Med	Ecart-type
T3a et nappe d'emboîtement (T2 ou T1)	Argiles	0,07	2,10	0,70	0,60	0,42
	Limons avec alluvions	0,40	6,00	1,54	1,05	1,41
	Limons sans alluvions	0,40	3,00	1,15	1,00	0,72
	Sables sans alluvions	0,20	7,50	2,23	1,30	1,95
	Sables avec alluvions	0,20	7,50	2,30	1,45	1,99
	Graviers	0,20	7,00	2,41	1,45	2,13
T3b et nappe d'emboîtement (T2 ou T1)	Argiles	0,20	1,20	0,78	0,90	0,39
	Limons avec alluvions	0,70	1,40	1,08	1,15	0,35
	Limons sans alluvions	-	-	-	-	-
	Sables sans alluvions	0,15	6,70	2,49	2,15	1,91
	Sables avec alluvions	0,15	6,70	2,32	1,60	1,87
	Graviers	0,20	6,00	2,04	1,43	2,09

Résumé

Dans le cadre de la gestion de la ressource en eau, la connaissance des hétérogénéités des nappes alluviales représente un enjeu primordial. Ce travail de thèse, qui s'inscrit dans le programme du PIREN-Seine, s'est intéressé à la plaine alluviale de la Bassée, à l'amont de Paris, la plus large plaine alluviale de la Seine.

Cette plaine alluviale joue le rôle d'une zone tampon contrôlant les flux entre le réseau de surface et un aquifère régional. Connaître les hétérogénéités sédimentaires est primordial pour la compréhension des écoulements et fait l'objet de ce travail.

L'architecture à l'échelle kilométrique des dépôts alluviaux et la chronologie des nappes associées est établie. La géométrie du contact nappe-substrat, une vallée incisée, est estimée par krigeage. Une restitution paléo-hydrologique s'appuie sur les paléotracés préservés en surface des nappes alluviales. L'architecture fine des dépôts est restituée à partir de données de sondages converties en propriétés pétrophysiques et d'imagerie géoradar.

La plaine de la Bassée correspond à deux terrasses étagées (Saalien terminal et Weichsélien) dans lesquelles sont emboîtées deux autres terrasses (Tardiglaciaire et Holocène).

L'estimation de la géométrie du contact alluvions-substrat suggère la présence d'une rupture de pente liée à une érosion régressive durant le Weichsélien. Les faciès des différentes nappes sont assez semblables et dominés par des dépôts de forte perméabilité (sables et graviers). De faibles valeurs de perméabilités sont associées aux faciès de colmatage de chenaux et dépôts en masse.

Les résultats obtenus sur la plaine de la Bassée méritent d'être confrontés et validés sur des affluents de la Seine (Marne, Yonne, Oise...) afin de proposer un modèle cohérent à l'échelle du bassin.

Mots Clés

Seine supérieure, Pléistocène supérieur, analyse géostatistique, knick-point, paléo-hydrologie, géoradar, perméabilité.

Abstract

In the scope of water resource management, the characterization of alluvial plain architecture and heterogeneity represents a challenge. This PhD work which is part of the PIREN-SEINE program focuses on largest alluvial plain of the River Seine, "La Bassée", located upstream of Paris.

This alluvial plain can be considered as a buffer layer that controls the water fluxes between the fluvial system and the regional aquifers. Determining the sedimentary heterogeneities is essential for the comprehension of fluxes, this is the aim of this work.

Kilometric scale architecture of the alluvial deposits and the associated alluvial sheets chronology are established. The geometry of the sheet-bedrock contact, an incised valley, is estimated by kriging interpolation. A paleohydrological restitution is based on the paleochannels preserved at the top of the alluvial sheets. The fine scale architecture of deposits is restored from sampling data converted into petrophysics properties and ground-penetrating radar acquisitions.

The alluvial plain of La Bassée corresponds to two terraces (terminal Saalian and Weichselian) in which two other terraces are staircased (Late Glacial and Holocene).

The estimated sheet-bedrock contact geometry suggests the presence of a knick-point related to a regressive erosion during the Weichselian. Sedimentary facies are very similar from one alluvial sheet to another, and are dominated by high permeability deposits (sand and gravel). Low permeability facies are associated to channel plugs and mass transport deposits.

The infilling model of La Bassée region obtained in this study should be compared and validated on the River Seine tributaries (Marne river, Yonne river, Oise river...) to propose a coherent model at the basin scale.

Keywords

upper Seine river, upper Pleistocene, geostatistical analysis, knick-point, paleohydrology, ground penetrating radar, permeability.