Évolution morpho-sédimentaire de la vallée de la Choisille (sud-ouest du Bassin parisien, France) depuis le Weichsélien. Spécificité de l'impact climatique et anthropique en Europe du Nord-Ouest.

Eymeric Morin

▶ **To cite this version:**

Eymeric Morin. Évolution morpho-sédimentaire de la vallée de la Choisille (sud-ouest du Bassin parisien, France) depuis le Weichsélien. Spécificité de l'impact climatique et anthropique en Europe du Nord-Ouest.. Géomorphologie. Université François Rabelais - Tours, 2011. Français. NNT : . tel-00627074

HAL Id: tel-00627074

https://theses.hal.science/tel-00627074

Submitted on 27 Sep 2011

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.

UNIVERSITÉ FRANÇOIS - RABELAIS

DE TOURS

ÉCOLE DOCTORALE SST

CNRS/ INSU – UMR 6113 ISTO - Laboratoire de Géologie

THÈSE présentée par :

Eymeric MORIN

soutenue le : **17 juin 2011**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université François - Rabelais**

Discipline/ Spécialité : **Sciences de la Terre**

Évolution morpho-sédimentaire de la vallée de la Choisille (sud-ouest du Bassin parisien, France) depuis le Weichsélien.

Spécificité de l'impact climatique et anthropique en Europe du Nord-Ouest

THÈSE dirigée par :

M MACAIRE Jean-Jacques	Professeur émérite, Université François - Rabelais de Tours

RAPPORTEURS :

M LAIGNEL Benoît	Professeur, Université de Rouen
M VANDENBERGHE Jef	Professeur émérite, Vrije Universiteit Amsterdam

---

JURY :

M ANTOINE Pierre	Directeur de Recherche, CNRS Meudon
M BREHERET Jean-Gabriel	Professeur, Université François - Rabelais de Tours
M HINSCHBERGER Florent	Maître de conférences, Université François - Rabelais de Tours
M LAIGNEL Benoît	Professeur, Université de Rouen
M MACAIRE Jean-Jacques	Professeur émérite, Université François - Rabelais de Tours
M VANDENBERGHE Jef	Professeur émérite, Vrije Universiteit Amsterdam

À Robert, Madeleine et Renée

Remerciements

Il m'est agréable, au terme de la rédaction de ce manuscrit, de remercier ceux qui ont pu participer de près ou de loin à son élaboration.

En premier lieu, je souhaite remercier très chaleureusement mon directeur de thèse, Jean-Jacques Macaire, pour son investissement, sa patience et son soutien durant ces années. Je n'en écrirai pas plus, car je sais qu'il n'aime pas le style pompeux, mais je n'en pense pas moins…

Mes sincères remerciements s'adressent aux rapporteurs et membres du Jury de cette thèse, Benoît Laignel et Jef Vandenberghe, et aux membres du Jury, Pierre Antoine, Jean-Gabriel Bréhéret et Florent Hinschberger, pour avoir accepté de juger ce travail.

Je remercie l'Ecole Doctorale SST de Tours qui m'a permis de bénéficier d'une allocation de recherche de type ministère. Le financement des travaux a été réalisé grâce au projet CNRS-ECLIPSE II, coordonné à Tours par Jean-Gabriel Bréhéret à qui j'adresse toute ma gratitude. Pour le financement direct ou indirect de datations ^{14}C, je remercie la ZAL, coordonné par Joëlle Burnouf, Nathalie Carcaud et Frédéric Trément.

Mes remerciements s'adressent bien naturellement à mes co-encadrants de thèse, Isabelle Gay-Ovéjéro et Florent Hinschberger. En particulier, je les remercie pour leur investissement à différents niveaux dans ce travail (terrain, traitement de données, relecture du manuscrit…).

Ce travail n'aurait pu être effectué sans l'aide de Jean-Paul Bakyono et Isabelle Pène, sur le terrain comme devant la paillasse : je les en remercie chaleureusement.

Je remercie les membres du Laboratoire de Géologie de l'Université de Tours, Stéphane Rodrigues, Philippe Jugé et Nicolas Claude pour l'acquisition des données topographiques et autres, Audrey Latapie, Vincent Bustillo, Sébastien Raymond, pour leur coup de main lors des forages ; j'en garde d'excellents souvenirs. Merci à Caroline Chartin pour son aide sur les prospections géophysiques et pour les bons moments partagés ensemble dans le bureau.

Mes remerciements s'adressent amicalement aux palynologues Anne-Laure Cyprien, Camille Joly et Lionel Visset pour leur disponibilité et nos échanges scientifiques.

Je remercie les confrères archéologues et historiens pour leur intérêt pour ce travail et nos échanges scientifiques et amicaux : Alain Ferdière, Samuel Leturcq, Nicolas Poirier et Elizabeth Zadora-Rio du Laboratoire Archéologie et Territoires de l'Université de Tours, Mathieu Gaultier du Service archéologique du Conseil Général 37, Frédéric Champagne et Morgane Liard de l'INRAP Centre. Merci à Jean-Claude Marquet pour son aimable disponibilité et ses éclairages sur la Préhistoire.

A l'Institut des Sciences de la terre d'Orléans, je remercie grandement Jean-Robert Disnar pour sa disponibilité et les analyses Rock-Eval ; merci à Rachel Boscadin pour son aide dans le passage des échantillons. J'adresse aussi mes remerciements à Sébastien Gogo, pour m'avoir fait part sympathiquement de l'avancée de ses recherches.

Un grand merci s'adresse à Emmanuel Gandouin de l'Université Paul Cézanne d'Aix-Marseille, pour son aimable disponibilité et ses éclairages sur les chironomidés.

Je remercie Cécile Grosbois de l'Université de Tours pour sa disponibilité et ses travaux sur les particules magnétiques. Merci aussi à Annaëlle Simmoneau et Matthieu Denis pour leur investissement sur la susceptibilité magnétique durant leurs stages de recherche.

Je remercie Nathalie Gassama et Eric Imbert, pour leur disponibilité lors de l'apprentissage du protocole de pyrolyse en phase solide sur le LECO.

Merci à Mme Langard de la bibliothèque de la Faculté de Sciences et Techniques de Tours pour sa disponibilité dans les recherches bibliographiques. Ma « seconde bibliothèque » se trouvait dans le bureau de Stéphane Rodrigues, qui m'a toujours accueilli chaleureusement (merci !).

Les propriétaires des terrains en bordure de Choisille doivent être remerciés pour nous avoir ouvert leur porte et supporté une horde bruyante de géologues. Tout particulièrement, pour leur accueil chaleureux, merci à Mr et Mme Basset-Chercot au Prieuré du Lavaray, Mr Beuzelin à la Billonnière, Mme Combe à la Harlandière, Mr et Mme Gosme à Bois-Jésus et Mr et Mme Sornas au Poirier.

Merci à tous les membres du Laboratoire ou du Département de Géologie de l'Université de Tours pour leur sympathie, enseignants-chercheurs, secrétaires, techniciens de recherche et d'entretien, contractuels... Une mention spéciale s'adresse aux doctorants ou ex-doctorants du laboratoire pour les bons moments passés ensembles et les liens d'amitié tissés : « l'ancienne génération », Agathe Fourmont, Mohamed El Amrani, Khaled El Ouedine, Christophe Blanchard, Sébastien Détriché, Aurélie Pelfrène, et « la nouvelle génération », Caroline Chartin, Sébastien Raymond, Audrey Latapie et Nicolas Claude. Merci au Dr Vince Bustillov pour de nombreux et divers conseils.

Une pensée pour mes amis de tous bords qui m'ont toujours encouragé.

Je remercie très particulièrement ma famille (et assimilée) qui m'a toujours soutenu. Spécialement, merci à mes parents, Daniel et Jacqueline, mon frère Pascal, ma belle-sœur Véronique, ma puce Mathilde, et à ma belle-famille, Jeanne, Michèle, Joseph, Eric et Mamie Ronfaut. Ce travail est dédié, pour ce qu'ils m'ont transmis, à ceux qui sont partis durant cette période de thèse et qui m'étaient si chers : mes grands parents, Robert, Madeleine et Renée, mes oncles Jean et Michel, et André.

The last but not least : merci à Anna-Kim et à mon ange Camille pour leur patience sans mesure…

Table des matières

INTRODUCTION *19*

PREMIERE PARTIE

DONNEES POUR LA RECONSTITUTION DE L'EVOLUTION MORPHO-SEDIMENTAIRE DE LA CHOISILLE DEPUIS LE WEICHSELIEN

CHAPITRE 1. PRESENTATION DU BASSIN VERSANT DE LA CHOISILLE ET DES SECTEURS ETUDIES *27*

1.1. LOCALISATION DU BASSIN VERSANT 27

1.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE 28

1.2.1. Histoire géologique de la Touraine 30

1.2.1.1. Le Secondaire 30

1.2.1.2. Le Tertiaire 32

1.2.1.3. Le Quaternaire 34

1.2.2. Caractéristiques géologiques du bassin de la Choisille 34

1.2.2.1. Données stratigraphiques et structurales 35

1.2.2.2. Données lithologiques 38

1.2.2.3. Résumé des principales caractéristiques lithologiques et de la fréquence des formations affleurantes 43

1.3. CONTEXTE CLIMATIQUE ACTUEL 44

1.3.1. Les précipitations 45

1.3.2. Les températures 47

1.3.3. Les vents 48

1.4. CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT 48

1.5. CARACTERISTIQUES DES SOLS ET DES REGIONS NATURELLES 50

1.5.1. Nature des sols 50
1.5.2. Distribution spatiale de la texture des sols 51
1.5.3. Les régions naturelles et l'occupation du sol 52
1.6. CONTEXTE HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT 54
1.6.1. Hydrographie 54
1.6.2. Hydrogéologie 56
1.6.3. Données hydrologiques actuelles 58
1.7. LES SECTEURS ETUDIES DANS LE BASSIN DE LA CHOISILLE 59
1.7.1. Choix des secteurs 59
1.7.2. Présentation des secteurs et sites d'étude 61
1.7.2.1. Sous-bassin de la Choisille de Chenusson : secteur A 61
1.7.2.2. Sous-bassin de la Choisille de St-Roch : secteur B 63
1.7.2.3. Tronçon en partie médiane de la vallée de la Grande Choisille : secteur C 65
1.7.2.4. Tronçon en partie aval de la vallée de la Grande Choisille : secteur D 66

CHAPITRE 2. PRESENTATION DES RESULTATS DE FORAGES ET D'ANALYSES : NATURE, GEOMETRIE ET AGE DES DEPOTS SEDIMENTAIRES EN FOND DE VALLE 69

2.1. MATERIEL ET METHODES 69
2.1.1. Travaux de terrain 69
2.1.1.1. Positionnement des transects et forages 69
2.1.1.2. Matériel de forage 70
2.1.1.3. Description et échantillonnage des sédiments 70
2.1.1.4. Relevé de la topographie du fond de vallée le long des transects 72
2.1.2. Méthodes d'analyse sédimentologiques 72
2.1.2.1. Traitement et analyse granulométrique des échantillons 72
2.1.2.2. Teneurs des principaux constituants des sédiments 74
2.1.2.3. Estimation des masses volumiques apparentes 75
2.2. FACIES SEDIMENTAIRES DEFINIS ET CHRONOLOGIE DU REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE 76
2.2.1. Faciès sédimentaires définis 76
2.2.2. Chronologie du remplissage sédimentaire 77
2.2.2.1. Datations ^{14}C 77

2.2.2.2. Datations OSL 79
2.2.2.3. Limites chronologiques utilisées pour l'étude 79
2.2.2.4. Répartition générale des âges ^{14}C et OSL obtenus 81

2.3. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES ACQUISES DANS LE SOUS-BASSIN DE CHENUSSON : SECTEUR A 81

2.3.1. Le site de Pont-Noir (PON) 82
2.3.1.1. Localisation des forages 82
2.3.1.2. Description du forage de référence (PON3) 82
2.3.1.3. Résultats des analyses sur le forage de référence PON3 84
2.3.1.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect PON 86
2.3.2. Le site des Naudières (NAU) 87
2.3.2.1. Localisation forages 87
2.3.2.2. Description du forage de référence (NAU1) 88
2.3.2.3. Résultat des analyses sur le forage de référence NAU1 89
2.3.2.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect NAU 92
2.3.3. Le site de la Harlandière (HAR) 95
2.3.3.1. Localisation des forages 95
2.3.3.2. Description du forage de référence (HAR7) 95
2.3.3.3. Résultats des analyses sur le forage de référence HAR7 97
2.3.3.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect HAR 99
2.3.4. Le site de la Morinière (MOR) 101
2.3.4.1. Localisation des forages 101
2.3.4.2. Description du forage MOR1 102
2.3.4.3. Caractéristiques sédimentaires des forages sur le site MOR 103

2.4. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES ACQUISES DANS LE SOUS-BASSIN DE ST-ROCH : SECTEUR B 104

2.4.1. Le site de La Fontaine (FON) 104
2.4.1.1. Localisation des forages 104
2.4.1.2. Description du forage FON6 104
2.4.1.3. Distribution des faciès sédimentaires dans le transect FON 105
2.4.2. Le site de St-Roch (ROC) 107
2.4.2.1. Localisation des forages 107
2.4.2.2. Description du forage de référence (ROC3) 108
2.4.2.3. Résultats des analyses sur le forage de référence ROC3 109
2.4.2.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect ROC 111
2.4.3. Le site du Lavaray (LAV) 113
2.4.3.1. Localisation des forages 113
2.4.3.2. Description du forage LAV5 114
2.4.3.3. Distribution des faciès sédimentaires dans le transect LAV 116

2.4.4. Le site de la Billonnière (BIL) 118
2.4.4.1. Localisation des forages 118
2.4.4.2. Description du forage de référence (BIL8) 118
2.4.4.3. Résultats des analyses sur le forage de référence BIL8 120
2.4.4.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect BIL 123
2.5. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES ACQUISES EN PARTIE AMONT DE LA VALLEE DE LA GRANDE CHOISILLE : SECTEUR C 125
2.5.1. Le site du Poirier (POI) 126
2.5.1.1. Localisation des forages 126
2.5.1.2. Description du forage POI4 126
2.5.1.3. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect POI 128
2.5.2. Le site de La Grande Brousse (BRO) 131
2.5.2.1. Localisation des forages 131
2.5.2.2. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect BRO 131
2.5.3. La terrasse de Baigneux 134
2.6. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES ACQUISES EN PARTIE AVAL DE LA VALLEE DE LA GRANDE CHOISILLE : SECTEUR D 134
2.6.1. Le site de Bois-Jésus (BJE) 135
2.6.1.1. Localisation des forages 135
2.6.1.2. Description du forage de référence (BJE9) 135
2.6.1.3. Résultats des analyses sur le forage de référence BJE9 137
2.6.1.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect BJE 139
2.6.2. Le site de Charcenay (CHA) 142
2.6.2.1. Localisation des forages 142
2.6.2.2. Description du forage de référence (CHA9) 143
2.6.2.3. Résultats des analyses sur le forage de référence CHA9 144
2.6.2.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect CHA 148
2.6.3. Prospections par tranchées sur la partie basse du versant et dans la plaine alluviale : la terrasse de Palluau et son raccord à la plaine alluviale 151
2.6.4. Le site du Riabelais (RIA) 153
2.6.4.1. Localisation des forages 153
2.6.4.2. Description du forage de référence (RIA3) 154
2.6.4.3. Résultats des analyses sur le forage de référence RIA3 155
2.6.4.4. Distribution des faciès sédimentaires dans le transect RIA 157
2.7. CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES FACIES SEDIMENTAIRES DEFINIS .. 159

CHAPITRE 3. CONTRIBUTION DE LA GEOPHYSIQUE A L'ETUDE DES SEDIMENTS EN FOND DE VALLEE *163*

3.1. MATERIELS ET METHODES 164

3.1.1. Mesure de la conductivité des dépôts 164

3.1.1.1. Généralités 164

3.1.1.2. Prospection électromagnétique (EM31) 164

3.1.1.3. Prospection électrique (résistivimètre) 166

3.1.2. Mesure de la susceptibilité magnétique 167

3.1.2.1. Généralités 167

3.1.2.2. Méthode d'analyse 168

3.2. RESULTATS DES PROSPECTIONS GEOPHYSIQUES 169

3.2.1. Secteur A 169

3.2.1.1. Les profils de conductivité 169

3.2.1.2. La carte de conductivité 171

3.2.2. Secteur B 172

3.2.2.1. Les profils de conductivité 172

3.2.2.2. Les cartes de conductivité 175

3.2.3. Secteur C 178

3.2.3.1. Les profils de conductivité 178

3.2.3.2. La carte de conductivité 179

3.2.4. Secteur D 180

3.2.4.1. Les profils de conductivité 180

3.2.4.2. La carte de conductivité 181

3.2.5. Les sondages électriques dans les 4 secteurs 183

3.2.6. Eléments pour l'interprétation ultérieure des données de prospections géophysiques 185

3.3. RESULTATS ET INTERPRETATION DES MESURES DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE 186

3.3.1. Forage NAU1 (secteur A) 186

3.3.2. Forage BJE9 (secteur D) 187

3.3.3. Forage CHA9 (secteur D) 188

3.3.3.1. Courbes de susceptibilité magnétique 188

3.3.3.2. Analyse MEB et microsonde des particules extraites par aimantation 190

3.3.4. Forage RIA3 (secteur D) 193

3.3.5. Eléments pour l'interprétation ultérieure des données de susceptibilité magnétique 194

CHAPITRE 4. DONNEES PALEOECOLOGIQUES ET OCCUPATION HUMAINE DANS LE BASSIN VERSANT AU QUATERNAIRE RECENT 197

4.1. EVOLUTION DU PAYSAGE VEGETAL DANS DIFFERENTS SECTEURS DU BASSIN DEPUIS LE TARDIGLACIAIRE : LES DONNEES PALYNOLOGIQUES 197

4.1.1. Aspects méthodologiques 197

4.1.1.1. Localisation des forages palynologiques 197

4.1.1.2. Prélèvement des sédiments pour analyse palynologique 198

4.1.2. Données palynologiques dans le secteur A 198

4.1.3. Données palynologiques dans le secteur C 202

4.1.3.1. Le forage BRO-S1 202

4.1.3.2. Le forage BRO-S8 206

4.1.3.3. Le forage BRO-S13 210

4.1.4. Données palynologiques dans le secteur D 214

4.1.4.1. Le site de Bois Jésus (BJE) 214

4.1.4.2. Le site de Charcenay (CHA) 218

4.1.4.3. Le site de Riabelais (RIA) 222

4.1.5. Signification des hiatus polliniques dans les séquences analysées 225

4.2. EVOLUTION PALEOECOLOGIQUE DANS LA PARTIE AVAL DU CHENAL DE LA GRANDE CHOISILLE AU COURS DU PREBOREAL : LES DONNEES ENTOMOLOGIQUES. 228

4.2.1. Aspects méthodologiques 228

4.2.2. Résultats de l'étude des fossiles de Chironomidés 229

4.3. CARACTERISTIQUES GENERALES DE L'OCCUPATION HUMAINE DANS LE BASSIN VERSANT DEPUIS LE PALEOLITHIQUE : LES DONNEES ARCHEOLOGIQUES ET HISTORIQUES 232

4.3.1. Généralités 232

4.3.2. Préhistoire 233

4.3.3. Protohistoire 235

4.3.4. Période gallo-romaine 237

4.3.5. Période médiévale 238

4.3.6. Epoques modernes et contemporaines 240

SECONDE PARTIE

MODALITES D'EVOLUTION MORPHO-SEDIMENTAIRE DES PLAINES ALLUVIALES EN LIEN AVEC LES CHANGEMENTS PALEOENVIRONNEMENTAUX

CHAPITRE 5. CHRONOLOGIE ET MODALITES DE L'EVOLUTION MORPHO-SEDIMENTAIRE DE LA PLAINE ALLUVIALE..... ***245***

5.1. LES DIFFERENTES PHASES DE FONCTIONNEMENT DYNAMIQUE DU SYSTEME FLUVIATILE PAR SECTEUR..... 246

5.1.1. Définition des phases de fonctionnement dynamique du système fluviatile..... 246

5.1.2. Evolution de la dynamique fluviatile en partie aval de la vallée principale (secteur D). 247

5.1.2.1. La phase d'incision 1I 247

5.1.2.2. La phase d'accrétion 2US..... 248

5.1.2.3. La phase d'incision 3I 249

5.1.2.4. La phase d'accrétion 4US..... 250

5.1.2.5. La phase d'accrétion 5US..... 252

5.1.2.6. La phase 6 : incision 6I et accrétion 6US 254

5.1.2.7. La phase d'accrétion 7US..... 256

5.1.2.8. La phase d'accrétion 8US..... 257

5.1.2.9. Résumé : l'évolution de la dynamique fluviatile dans le secteur D 258

5.1.3. Evolution de la dynamique fluviatile en partie amont de la vallée principale (secteur C) 260

5.1.3.1. La phase d'incision 1I 260

5.1.3.2. La phase d'accrétion 2US..... 260

5.1.3.3. La phase d'incision 3I 262

5.1.3.4. La phase d'accrétion 4US..... 263

5.1.3.5. La phase d'accrétion 5US..... 265

5.1.3.6. La phase d'incision 6I 266

5.1.3.7. La phase d'accrétion 7US..... 267

5.1.3.8. La phase d'accrétion 8US..... 269

5.1.3.9. Résumé : l'évolution de la dynamique fluviatile dans le secteur C 269

5.1.4. Evolution de la dynamique fluviatile dans le sous-bassin de Chenusson (secteur A)..... 271
5.1.4.1. La phase d'incision 1I 271
5.1.4.2. La phase d'accrétion 2US 271
5.1.4.3. La phase d'incision 3I 273
5.1.4.4. La phase d'accrétion 4US 274
5.1.4.5. Les phases d'incision 5I et 6I 274
5.1.4.6. Les phases d'accrétion 7US et 8US 274
5.1.4.7. Résumé : l'évolution de la dynamique fluviatile dans le secteur A 276
5.1.5. Evolution de la dynamique fluviatile dans le sous-bassin de St-Roch (secteur B) ... 277
5.1.5.1. La phase d'incision 1I 278
5.1.5.2. La phase d'accrétion 2US 279
5.1.5.3. La phase d'incision 3I 279
5.1.5.4. La phase d'accrétion 4US 280
5.1.5.5. Les phases d'incision 5I et 6I 280
5.1.5.6. La phase d'accrétion 7US 282
5.1.5.7. La phase d'accrétion 8US 284
5.1.5.8. Résumé : l'évolution de la dynamique fluviatile dans le secteur B 285
5.2. ÉVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA DYNAMIQUE FLUVIATILE 286
5.2.1. Phases anciennes (Pléistocène indéfini) 288
5.2.2. Phase 1 (Pléistocène supérieur) 289
5.2.3. Phase 2 (Pléniglaciaire weichsélien) 292
5.2.4. Phase 3 (début Tardiglaciaire weichsélien : Bölling) 294
5.2.5. Phase 4 (Allerød à fin du Boréal) 295
5.2.6. Phase 5 (fin du Boréal à fin de l'Atlantique) 297
5.2.7. Phase 6 (fin de l'Atlantique et Subboréal) 299
5.2.8. Phase 7 (Subatlantique avant le Moyen-Âge central) 300
5.2.9. Phase 8 (Subatlantique après la fin du Haut Moyen-Âge) 303
5.2.10. Résumé : l'évolution spatio-temporelle du phasage de la dynamique fluviatile 304

CHAPITRE 6. LES FACTEURS FORÇANTS DE L'EVOLUTION DE LA DYNAMIQUE FLUVIATILE 307

6.1. EVOLUTION DE LA PLAINE ALLUVIALE EN CONTEXTE STRICTEMENT NATUREL : IMPACT DES VARIATIONS CLIMATIQUES DEPUIS LE WEICHSELIEN 308
6.1.1. Périodes antérieures aux phases 1 à 8 définies (Saalien ? / début Weichsélien ?) 309

6.1.2. Début Weichsélien à Pléniglaciaire weichsélien inférieur : phase 1 310
6.1.2.1. Contexte bio-climatique 310
6.1.2.2. Impact bio-climatique sur la dynamique fluviatile 310
6.1.3. Pléniglaciaire weichsélien moyen et supérieur : phase 2 311
6.1.3.1. Contexte bio-climatique 311
6.1.3.2. Impact bio-climatique sur la dynamique fluviatile 312
6.1.4. Bölling : phase 3 314
6.1.4.1. Contexte bio-climatique 314
6.1.4.2. Impact bio-climatique sur la dynamique fluviatile 315
6.1.5. Allerød à Boréal : phase 4 317
6.1.5.1. Contexte bio-climatique 317
6.1.5.2. Impacts bio-climatiques sur la dynamique fluviatile 324
6.1.6. Fin Boréal à début Subboréal : phase 5 328
6.1.6.1. Contexte bio-climatique 328
6.1.6.2. Impacts bio-climatiques sur la dynamique fluviatile 330
6.1.7. Subboréal à début Subatlantique : phase 6 331
6.1.7.1. Contexte bio-climatique 331
6.1.7.2. Impacts bio-climatiques sur la dynamique fluviatile 333
6.2. EVOLUTION DE LA PLAINE ALLUVIALE EN CONTEXTE ANTHROPISE : IMPACT DES HUMAINS ET DES VARIATIONS CLIMATIQUES DEPUIS LE SUBATLANTIQUE... 336
6.2.1. Périodes antérieures au Subatlantique (antérieures au Néolithique moyen à final) .. 336
6.2.2. Première partie du Subatlantique (Âge du Bronze / fin du Haut Moyen-Âge à début du Moyen-Âge central) : phase 7 337
6.2.2.1. Contexte climatique 337
6.2.2.2. Evolution de l'impact anthropique sur la végétation 337
6.2.2.3. Impacts anthropiques et climatiques sur la dynamique fluviatile 340
6.2.3. Seconde partie du Subatlantique (fin du Haut Moyen-Âge à début du Moyen-Âge central / période actuelle) : phase 8 344
6.2.3.1. Contexte climatique 345
6.2.3.2. Evolution de l'impact anthropique sur la végétation 345
6.2.3.3. Impacts anthropiques et climatiques sur la dynamique fluviatile 346

CHAPITRE 7. QUANTIFICATION DES STOCKS SEDIMENTAIRES : EVALUATION DES FLUX SOLIDES ET DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES FONDS DE VALLEES 349

7.1. METHODES DE QUANTIFICATION DES STOCKS SEDIMENTAIRES EN FOND DE VALLEE 351

7.1.1. Quantification d'après des critères morphogéométriques et chronostratigraphiques (méthode MG-CS) 351

7.1.1.1. Estimation des volumes de sédiments stockés (AVS_{1m}) ou déstockés (VSI_{1m}) au droit d'un transect 351

7.1.1.2. Estimation des volumes de sédiments stockés (AVT) ou déstockés (VTI) sur des tronçons de vallée ou dans des secteurs du bassin 354

7.1.1.3. Estimation des taux de sédimentation moyens (Ts) au droit d'un transect ou dans un secteur du bassin 360

7.1.1.4. Estimation des masses de sédiments stockés au droit d'un transect 362

7.1.1.5. Estimation des masses de matériaux allochtones ($AMS_{1m/all}$) stockés au droit d'un transect 363

7.1.1.6. Estimation des masses de sédiments allochtones stockés dans des tronçons de vallée ou dans des secteurs du bassin (AMT_{all}) et calcul de la production sédimentaire solide minimale sur les versants (Ps) 365

7.1.2. Quantification d'après des critères géophysiques et stratigraphiques (méthode G-S) 369

7.1.2.1. Principe, intérêts et limites de la méthode 369

7.1.2.2. Cartes d'épaisseur prédite 372

7.2. RESULTATS DE LA QUANTIFICATION 375

7.2.1. Volumes de sédiments stockés ou déstockés en fond de vallée et taux moyens de sédimentation 375

7.2.1.1. Secteur A 375

7.2.1.2. Secteur B 378

7.2.1.3. Secteurs C et D (vallée principale de la Grande Choisille) 379

7.2.2. Comparaison des valeurs obtenues par les méthodes MG-CS et G-S 380

7.2.3. Masses de sédiments allochtones stockés en fond de vallée et production sédimentaire solide minimale sur les versants 382

7.2.3.1. Secteur A 382

7.2.3.2. Secteur B 383

7.2.3.3. Masses stockées dans la vallée principale (secteurs C et D) - Production sédimentaire dans l'ensemble du bassin de la Choisille 383

7.3. APPORT DE LA QUANTIFICATION EN VOLUME DES STOCKS DE SEDIMENTS A L'APPRECIATION DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES FONDS DE VALLEES .. 384

7.3.1. Evolution amont-aval des volumes stockés au droit des transects (AVS_{1m}) et comparaison des données par secteurs 385

7.3.2. Comparaison des volumes totaux (AVT) stockés par secteurs et contribution des volumes stockés durant chaque phase 388

7.3.3. Evolution des taux de sédimentation moyens (Ts) au droit des transects et par secteur. 391

7.4. APPORT DE LA QUANTIFICATION EN MASSE DES STOCKS DE SEDIMENTS A L'ESTIMATION DE LA PRODUCTION SEDIMENTAIRE PAR LES VERSANTS 394

CHAPITRE 8. SYNTHESE ET SPECIFICITES DE L'EVOLUTION MORPHO-SEDIMENTAIRE DE LA CHOISILLE EN EUROPE DU NORD-OUEST DEPUIS LE WEICHSELIEN ***399***

8.1. PERIODE I (PHASES 1, 2 ET 3) 399

8.2. PERIODE II (PHASE 4) 405

8.3. PERIODE III (PHASES 5 ET 6) 409

8.4. PERIODE IV (PHASES 7 ET 8) 411

CONCLUSION ***417***

BIBLIOGRAPHIE *423*

LISTE DES TABLEAUX *457*

LISTE DES FIGURES *459*

ANNEXES *467*

Introduction

La surface continentale est soumise à l'érosion, processus alimentant de nombreux cycles biogéochimiques superficiels et modelant continuellement les paysages : elle constitue une zone de migration de la matière (Campy et Macaire, 2003). Une partie de la matière solide ou dissoute produite par l'érosion sur les versants est transportée par les cours d'eau jusqu'aux grands domaines de sédimentation, c'est-à-dire les océans (Milliman et Meade, 1983 ; Dearing et Jones, 2003). Les rivières constituent ainsi le lien majeur entre les continents et les océans dans la plupart des cycles biogéochimiques (Meybeck et Vörösmarty, 2005). L'autre partie de la matière produite par l'érosion des versants est déposée par les rivières, de manière plus ou moins pérenne, sous forme de sédiments dans les fonds de vallées ou dans les dépressions lacustres.

Les alluvions déposées par les rivières, véritables archives de l'histoire fluviatile, ont souvent été utilisées pour reconstituer les variations paléoenvironnementales, notamment dans les régions de basse altitude tectoniquement peu actives, où les archives lacustres sont peu nombreuses (par exemple : Macklin et Needham, 1992 ; Bohncke, 1993 ; Andres *et al*., 2001 ; Limondin-Lozouet *et al*., 2002 ; Visset *et al*., 2005 ; Gandouin *et al*., 2005 ; Bertran *et al*., 2009). De manière antithétique mais complémentaire, elles ont aussi été étudiées pour comprendre l'évolution paléohydrologique et morpho-sédimentaire des rivières en relation avec ces variations paléoenvironnementales, contrôlées par le climat et/ou l'anthropisation.

En contexte fluviatile, l'impact du climat sur l'érosion des sols et les processus hydro-morpho-sédimentaires associés, notamment via l'occupation de la surface terrestre par la végétation, a largement été reconnue depuis déjà plusieurs décennies (Langbein et Schumm, 1958 ; Leopold *et al*., 1964 ; Knox, 1984 ; Vandenberghe, 1995). Par exemple, en Europe de l'Ouest, l'étude des sédiments alluviaux a montré des changements de style des rivières, en relation avec le changement climatique, comme la transition d'un type tressé vers un type à chenal simple au début du Tardiglaciaire (par exemple : Haesaerts, 1984a ; Vandenberghe *et al*., 1994 ; Rose, 1995 ; Antoine, 1997a ; Pastre *et al*., 1997).

L'impact des activités humaines, via l'occupation du sol, sur la production de matière par les versants et les processus fluviatiles associés, a également été largement reconnu en

Europe du Nord-Ouest pour les derniers millénaires, notamment depuis Néolithique final il y a environ 6500 ans (Kalis *et al*., 2003 ; Zolitschka *et al*., 2003). De manière générale, un des principaux effets de la pression anthropique sur les milieux naturels fut d'accroitre la production sédimentaire par les versants (en lien avec l'agriculture) et de modifier les conditions de transport et de stockage des sédiments dans les vallées (Preston et Schmidt, 2003, in : de Moor et Verstraeten, 2008). Par exemple, un grand développement de la sédimentation silteuse induite par l'anthropisation a été largement observé en Europe du Nord-Ouest à différentes époques depuis le Néolithique final (Taylor et Lewin, 1996 ; Brown, 1997 ; Macklin, 1999 ; Pastre *et al*., 2002a et 2002b ; Macaire 2006 ; de Moor *et al*., 2008).

Les recherches sur les archives fluviatiles sont souvent fondées sur l'analyse d'un ou quelques forages réalisés dans des sites sédimentaires favorables au dépôt de sédiments riches en matière organique, comme par exemple les chenaux abandonnés, permettant la conservation de proxies paléoenvironnementaux (grains de pollen, malacofaune, tests de micro-organismes, capsules céphaliques d'insectes…) (Visset *et al*., 1999 ; Carcaud *et al*., 2000 ; Chiverrell *et al*., 2010) et la datation des sédiments grâce au ^{14}C (Brown et Keough, 1992a). Cependant, l'information sur la dynamique fluviale donnée par ces sites particuliers, souvent de faible extension spatiale, reste faible. Les plaines inondables, qui sont des lieux d'accumulation sédimentaire de plus grande extension, sont plus représentatives des processus hydro-sédimentaires de fond de vallée, en particulier du rythme des crues et de la charge sédimentaire des eaux courantes (Walling *et al*., 1996). Cependant, les sédiments qu'on y rencontre, plus détritiques et situés parfois en domaine oxydant, renferment moins de proxies paléoenvironnementaux et sont moins favorables à la datation.

Dans les systèmes fluviatiles, les sites morpho-sédimentaires sont variés (Reineck et Singh, 1980 ; Bridge, 2003) et le temps « fossilisé » par les évènements est très bref et ne reflète qu'une fraction d'une phase dynamique donnée (Macaire, 1990). La compréhension du fonctionnement dynamique d'un cours d'eau nécessite donc d'acquérir de l'information sur toute la largeur de la plaine alluviale, par l'étude de transects transversaux complets. De telles prospections ont été réalisées sur plusieurs cours d'eau d'Europe occidentale, plus fréquemment sur les petites rivières plus faciles à étudier (par exemple Vandenberghe *et al.*, 1987 ; Antoine, 1997a ; Pastre et al., 1997 ; Macaire et al., 2006) que sur les grandes, qui nécessitent une investigation beaucoup plus lourde et qui sont dépendantes d'un ensemble de caractéristiques plus complexes (lithologie du substrat, topographie et climat) (par exemple : Garcin *et al*., 1999 ; Straffin *et al*., 1999 ; Castanet, 2008 ; Erkens *et al*., 2009). L'activité

d'un cours d'eau variant de l'amont à l'aval, la représentativité du transect étudié dans le système fluviatile n'est pas toujours évidente à préciser : par exemple, une phase d'accrétion sédimentaire identifiée dans un tronçon de vallée et interprétée en terme climatique peut correspondre en amont, ou en aval, à une phase d'érosion qui conduira à une interprétation différente. Les travaux portant sur l'analyse et la comparaison de transects réalisés en divers tronçons d'un cours d'eau répartis de l'amont à l'aval dans le système sont plus rares (Rose, 1995 ; Macklin, 1999 ; Houben, 2003 ; Orth, 2003 ; Lespez *et al*., 2005 ; de Moor *et al*., 2008).

En France, dans le Bassin parisien, les travaux portant sur l'évolution des cours d'eau depuis le Weichsélien concernent surtout les parties centrale et septentrionale du bassin (par exemple : Antoine, 1997a ; Pastre *et al*., 1997 ; Orth., 2003 ; Lespez *et al*., 2005). Les travaux concernant l'évolution des cours d'eau à la même période dans le sud du Bassin parisien sont encore fragmentaires. Ils traitent surtout des paléoenvironnements par l'analyse palynologique (Cyprien *et al*., 2004 ; Visset *et al*., 2005 ; Visset et al., 2008), tandis que les travaux sur l'évolution morpho-sédimentaire des cours d'eau, que ce soit sur le Loire moyenne (Macaire, 1981 ; Garcin *et al*., 1999 ; Carcaud *et al*., 2002 ; Castanet, 2008) ou ses affluents (Visset *et al*., 1999 ; Carcaud *et al*., 2000 ; Macaire *et al*., 2006) sont assez fragmentaires. Quelles sont les réponses paléohydrologique et sédimentaire des rivières aux forçages climatique et anthropique depuis le Weichsélien dans le Bassin parisien méridional ? La question se pose d'autant plus que l'étude des dépôts fluviatiles et éoliens pléistocènes de cette région a montré un contexte climatique sensiblement différent de celui des régions plus septentrionales (Macaire, 1981 et 1986a). De plus, le sud du Bassin parisien correspond au bassin hydrographique de la Loire, dont l'hydrologie et la physiographie diffèrent sensiblement de celles des bassins fluviatiles plus septentrionaux en raison de la présence du Massif central en amont, ce qui a pu influencer l'enregistrement sédimentaire, y compris des petits affluents, notamment en fonction les variations de son niveau de base

Un des principaux objectifs de cette étude est d'**analyser la variabilité spatio-temporelle du fonctionnement et de l'évolution morpho-sédimentaire d'un petit cours d'eau, la Choisille**, dans l'ensemble de son bassin depuis le Weichsélien, et d'analyser l'**impact des changements paléoenvironnementaux (climat et/ou anthropisation) et des facteurs morphologiques locaux** en tenant compte de la variabilité de cet enregistrement.

Cette démarche a été entreprise sur un plan qualitatif (géométrie, âge et nature des dépôts) et quantitatif (volumes de sédiments déposés, taux de sédimentation, lien avec la production sédimentaire par les versants) dans différents sous-bassins ou sur différents tronçons de vallée. Plusieurs approches et techniques ont été utilisées dans ce but :

- l'acquisition de données de terrain (par forages ou prospections géophysiques), effectuée avec et/ou par différents membres du Laboratoire de Géologie de l'Université de Tours.

- la caractérisation des alluvions par des d'analyses sédimentologiques (recherche des principaux constituants, granulométrie, minéralogie…), réalisées en grande partie par moi-même au Laboratoire de Géologie de L'Université de Tours, avec l'aide de chercheurs de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans pour certaines analyses spécifiques (Rock-Eval).

- le recueil des données paléoécologiques (palynologie, entomologie) et archéologiques acquises par d'autres chercheurs, extérieurs au Laboratoire de Géologie de l'Université, dans le secteur de la Choisille (rapports universitaires ou de fouilles notamment).

Dans la synthèse que je propose, les données sédimentologiques acquises seront analysées à la lumière de l'évolution globale du climat, du couvert végétal régional ou local et de l'occupation passée du sol par les hommes dans le bassin versant. La discrimination des impacts paléoenvironnementaux anthropiques et climatiques dans le système fluviatile, pour ses implications scientifiques (voir Brown, 2008) et sociétales (voir Dotterweich, 2008), a été l'objet d'une attention particulière dans la présente étude.

Un autre objectif de ce travail vise à **comparer les données acquises sur la Choisille avec celles concernant des cours d'eau du Bassin parisien plus septentrional d'une part, et d'Europe occidentale d'autre part**, afin de mettre en évidence l'éventuel caractère spécifique régional du sud-ouest du Bassin parisien. Egalement, **les relations entre ce petit cours d'eau et son tributaire, la Loire**, seront discutées. J'ai réalisé cette démarche synthétique en confrontant l'ensemble des données acquises dans le bassin de la Choisille (par notre équipe ou par d'autres) aux informations fournies par la littérature.

Le présent mémoire s'articule en deux parties :

La Partie I, constituée de 4 chapitres, présente les **données pour la reconstitution de l'évolution morpho-sédimentaire de la Choisille depuis le Weichsélien**. La localisation du bassin de la Choisille, ses caractéristiques géologiques, climatiques, physiques, pédologiques, hydrologiques, et les secteurs choisis pour l'étude sont exposées au **Chapitre 1**. Les données lithologiques acquises dans les fonds de vallées des secteurs étudiés (faciès sédimentaires, analyses sédimentologiques, géométrie et âge des dépôts le long des transects) sont présentées dans le **Chapitre 2**. Les données géophysiques acquises en fonds de vallées, complémentaires des données lithologiques, sont précisées dans le **Chapitre 3**. Enfin, les données paléoenvironnementales (palynologie, entomologie) et archéologiques acquises par d'autres auteurs dans le bassin de la Choisille ont été rassemblées et sont exposées au **Chapitre 4**.

La Partie II, constituée de 4 chapitres, présente les **modalités d'évolution morpho-sédimentaire des plaines alluviales en lien avec les changements paléoenvironnementaux**. Selon la représentativité de l'information recueillie dans chaque secteur étudié, la chronologie et les modalités d'évolution morpho-sédimentaire de la plaine alluviale sont exposées au **Chapitre 5**. L'impact des facteurs forçants, climat et/ou anthropisation, sur la dynamique fluviatile est discuté dans le **Chapitre 6**. L'évaluation quantitative des flux solides et de l'évolution morphologique du fond de vallée, par la quantification des stocks sédimentaires déposés par la rivière, est précisée au **Chapitre 7**. Enfin, les spécificités de la Choisille en Europe du Nord-Ouest depuis le Weichsélien, et plus spécialement dans le Bassin parisien, sont discutées dans le **Chapitre 8**.

Cette étude a été réalisée au Laboratoire de Géologie de l'Université de Tours (CNRS/INSU - UMR 6113 ISTO). Elle a été financée par :

- *le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche.*
- *le projet ECLIPSE II (2006-2007) coordonné à Tours par J.G. Bréhéret : « impact anthropique sur l'érosion des sols et la sédimentation dans les zones humides associées durant l'Holocène ».*

Première partie

Données pour la reconstitution de l'évolution morpho-sédimentaire de la Choisille depuis le Weichsélien

Chapitre 1. Présentation du bassin versant de la Choisille et des secteurs étudiés

1.1. Localisation du bassin versant

Le bassin versant de la Choisille se situe en France, dans le sud-ouest du Bassin parisien, en Touraine, dans le département de l'Indre-et-Loire (37) (Fig. 1.1a). La rivière Choisille est un affluent direct de rive droite de la Loire moyenne (Fig. 1.1b). Sa confluence avec la Loire, à l'extrémité sud du bassin versant, est située à environ 3 km en aval du centre-ville de Tours, sur la commune de St-Cyr-sur-Loire (Fig.1.1 et Fig. 1.2) (47°23'35'' de latitude nord et 0°38'51'' de longitude est).

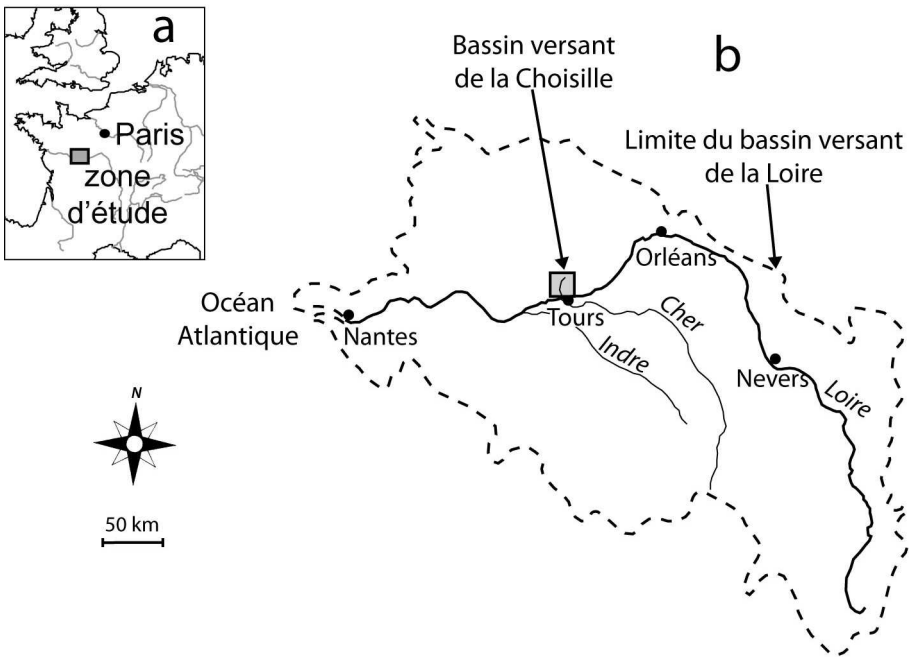


***Figure 1.1** : localisation du bassin de la Choisille.*
(a) : en France ; (b) : dans le bassin versant de la Loire

Le bassin versant de la Choisille draine une surface de 288 km² et la région s'étend sur des bas plateaux (altitude moyenne 110 m) incisés par de nombreuses petites vallées (les « Petite Choisille »). Dans le bassin, les affluents se raccordent à une vallée principale (la

« Grande Choisille ») qui s'oriente globalement en direction du SSW et traverse différentes communes (Fig.1.2).

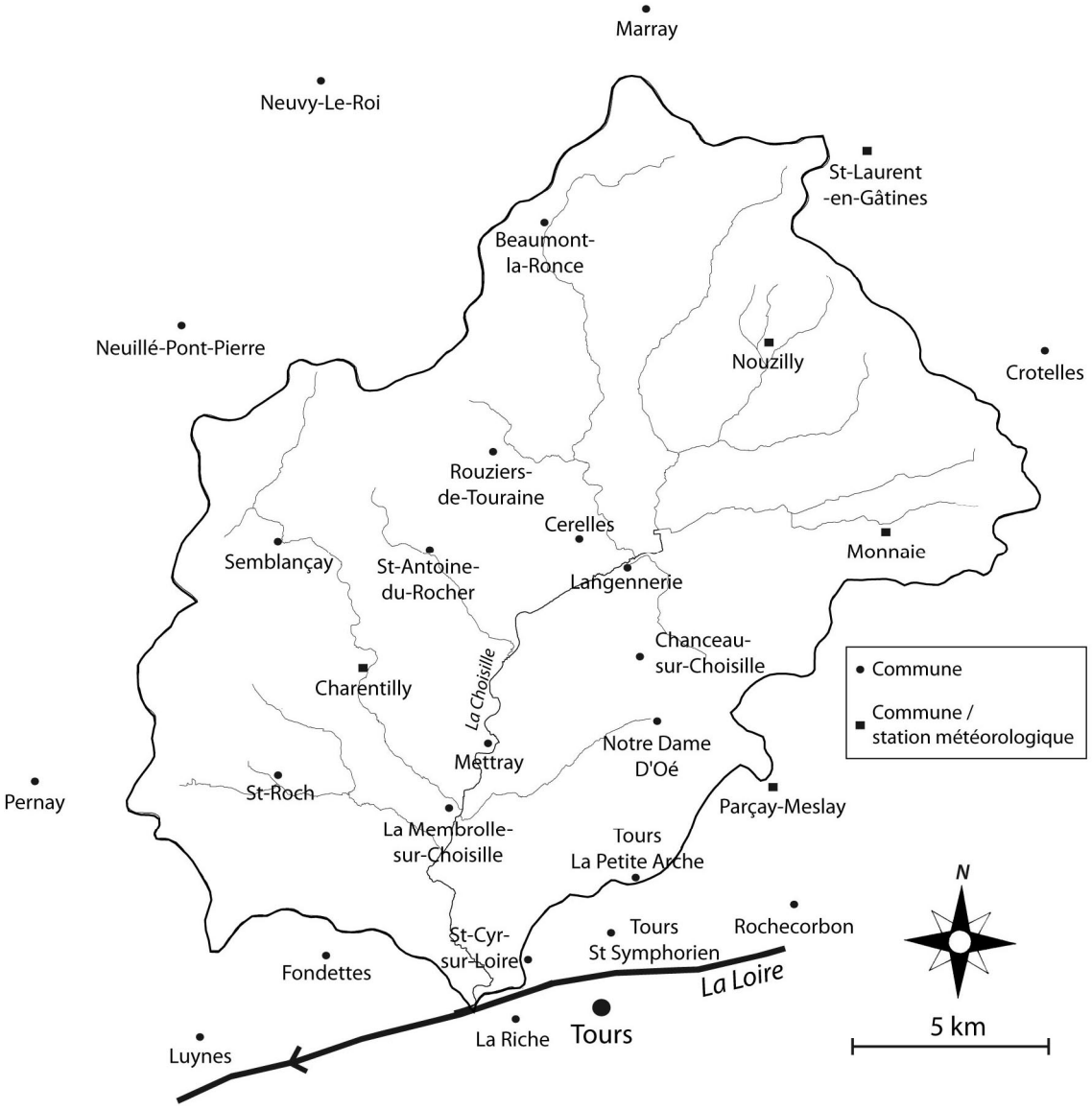


Figure 1.2 *: limites du bassin de la Choisille et communes environnantes*

1.2. Contexte géologique

L'histoire géologique d'une région conditionne fortement l'évolution des vallées et la nature des dépôts fluviatiles qui y sont observés. La Touraine (région qui recouvre l'actuel département de l'Indre-et-Loire) est située dans la grande unité géologique en domaine sédimentaire qu'est le Bassin parisien. Dans la région, les différentes formations affleurantes observées se sont mises en place depuis le Secondaire et jusqu'au Quaternaire (Fig. 1.3). Les

principaux traits géologiques de la région, la Touraine, puis de la lithologie du bassin versant de la Choisille, sont présentés ci-après.

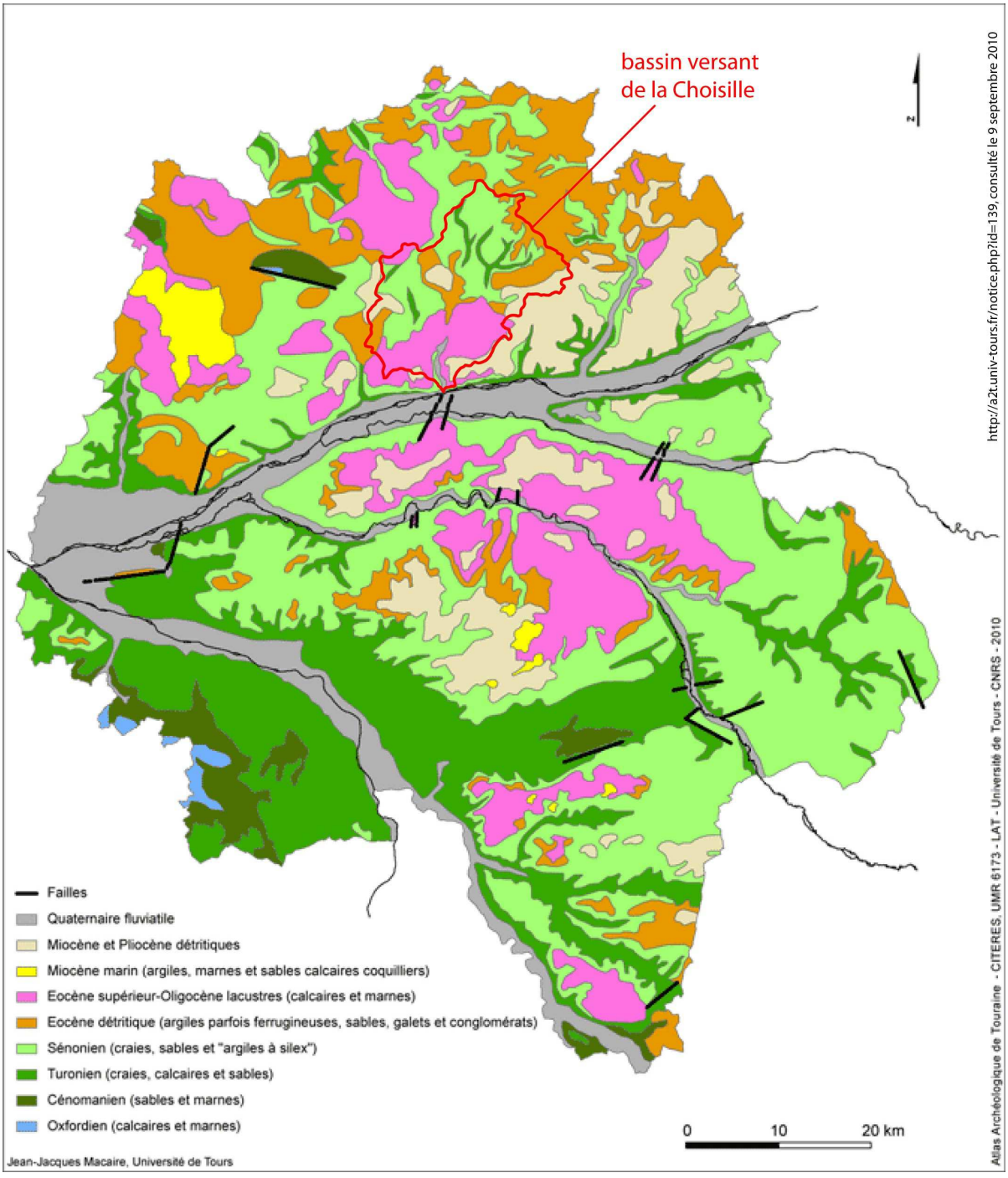


Figure 1.3 *: carte géologique simplifiée d'Indre et Loire d'après l'Atlas archéologique de Touraine et position du bassin de la Choisille*

1.2.1. Histoire géologique de la Touraine

1.2.1.1. Le Secondaire

En Touraine (incluant le département d'Indre-et-Loire), dans le sud-ouest du Bassin parisien, la grande transgression crétacée s'est effectuée au Cénomanien, depuis l'est ou le nord-est, sur un substrat jurassique érodé et légèrement incliné vers le nord-est (Alcaydé et Rasplus, 1971).

La sédimentation marine s'est alors développée au Cénomanien (sables et marnes) en domaine épicontinental. Elle s'est poursuivie au Turonien en contexte circalittoral (craies et calcaires) et au Sénonien en contexte de plateforme ou de littoral (respectivement craies, sables et argiles) (Fig. 1.3).

L'existence de déformations souples et de faible amplitude de l'ensemble des formations crétacées, constituant des structures en dômes et cuvettes, est montrée par les isohypses du toit des formations cénomaniennes (Lecointre, 1947 et 1959 ; Rasplus, 1978) (Fig. 1.4 et 1.5). Ces déformations, qui ont commencé au Crétacé, ont pu s'accentuer au cours du Tertiaire (Rasplus, 1978).

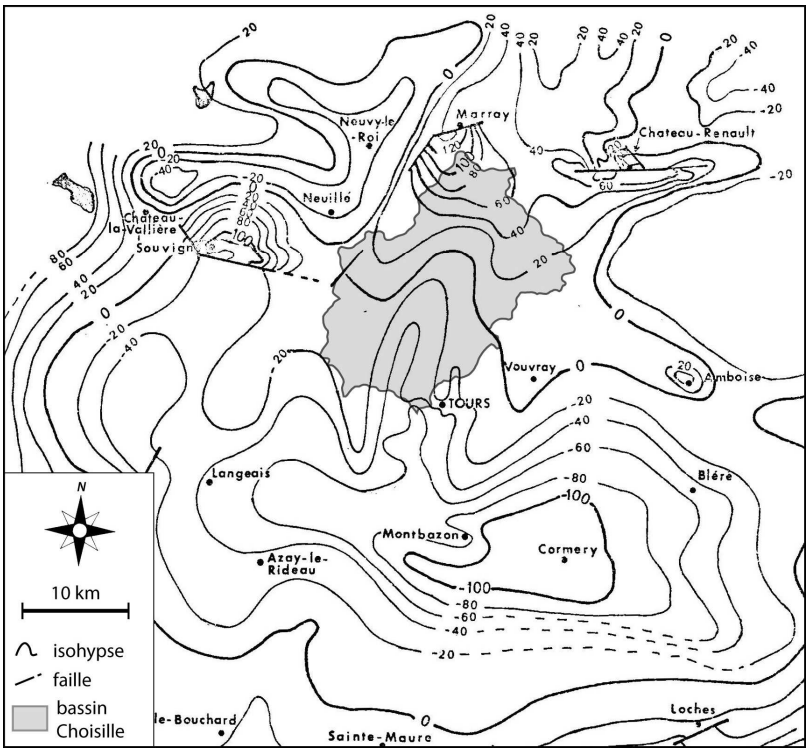


***Figure 1.4** : carte des isohypses du toit du Cénomanien dans les environs du bassin de la Choisille (modifié d'après Rasplus, 1978)*

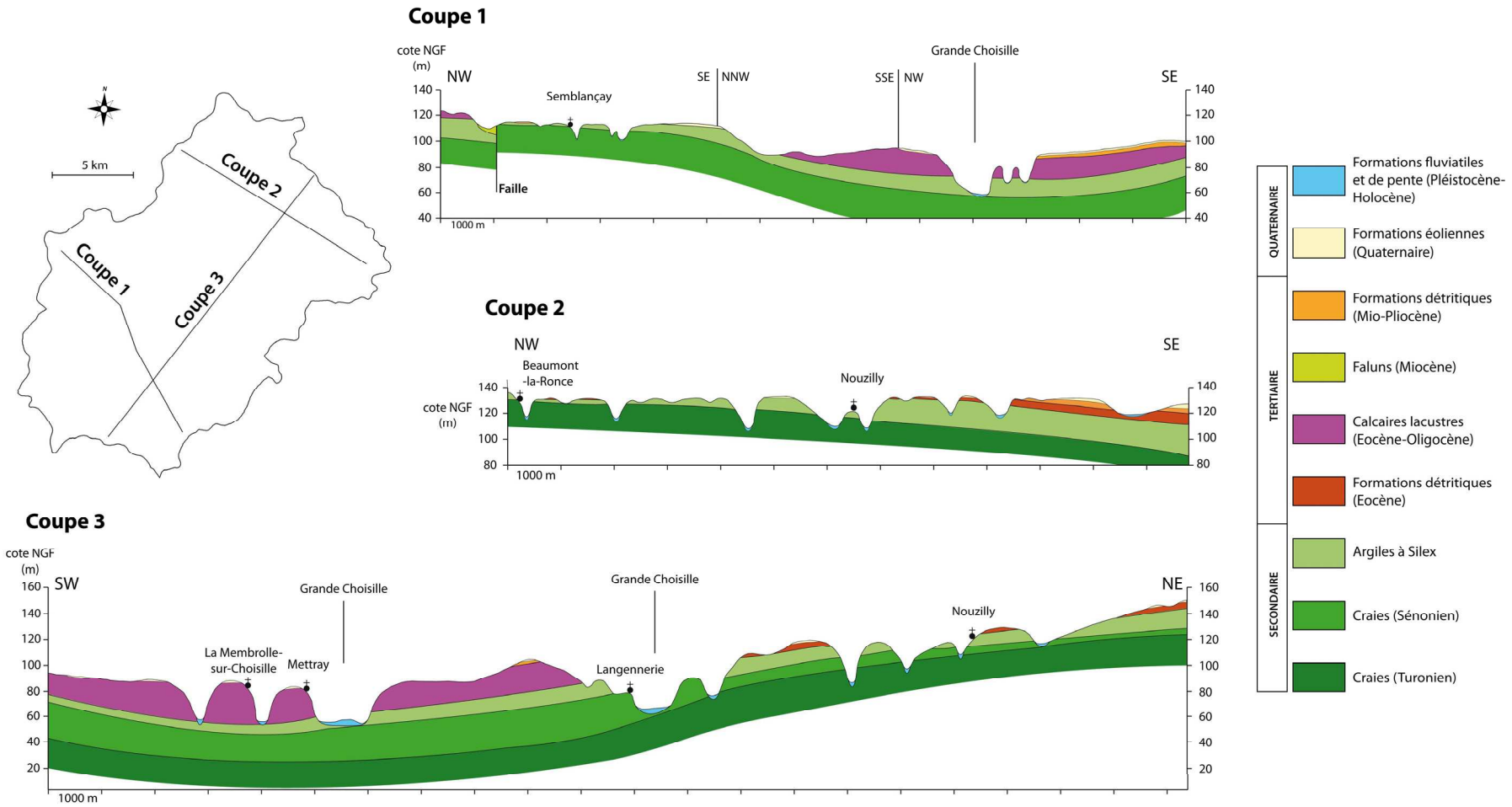


***Figure 1.5** : caractéristiques stratigraphiques et structurales générales de la Touraine montrées par des coupes géologiques dans le bassin de la Choisille (modifié d'après Giret, 1984 ; voir la localisation du bassin sur la Fig. 1.3)*

L'émersion est générale à la fin du Crétacé après le Campanien. Dès lors, des formations argilo-siliceuses résiduelles (« argiles à silex ») se sont formées (Fig. 1.3 et 1.5). L'origine des argiles à silex, formation géologique ubiquiste dans le Bassin parisien, a donnée lieu à de nombreuses hypothèses et publications depuis le XIX^{e} siècle (voir Thiry et Trauth, 1976 ; Dewolf *et al.*, 1983). On peut considérer actuellement que ce sont principalement des formations résiduelles et autochtones, résultant de l'altération météorique *per descensum* des calcaires et craies sur lesquels elles reposent, depuis la fin du Secondaire. Elles peuvent aussi résulter d'une sédimentation argilo-siliceuse originelle (origine allochtone) (Gigout *et al.*, 1969), ou encore être autochtones à leur partie inférieure et partiellement allochtone (apports du Tertiaire) à leur partie supérieure (Laignel *et al*., 1998 et 2002).

1.2.1.2. Le Tertiaire

A l'Eocène inférieur, des épandages de sables et galets siliceux fluviatiles d'origine méridionale se sont mis en place : ce sont les « trainées à chailles » (Rasplus, 1982), caractérisées par la présence de galets patinés noirâtres, retrouvés sous les « sables de Montreuil » (post-Helvétien) (Fig. 1.3), dans lesquels ils peuvent être remaniés à St-Laurent-en-Gâtines (Fig. 1.2) (Yvard, 1967). Cette formation n'affleure cependant pas dans le bassin de la Choisille.

Durant l'Eocène supérieur, les mouvements pyrénéens ont induit localement des soulèvements et des dépressions, qui se sont bien sûr répercutées sur la forme du toit du Cénomanien (Fig. 1.4 et 1.6). Dans les dépressions, à l'Auversien probable, des formations détritiques continentales se sont aussi mises en place. Elles présentent les caractéristiques d'un environnement continental aride et chaud de type « oued » où les écoulements fluviatiles saisonniers, brutaux et discontinus venaient aboutir dans des bassins semi-endoréiques plus ou moins temporaires (Rasplus, 1978 et 1982). Ces sédiments initiaux ont subi une altération post-dépôt plus ou moins marquée, notamment par remobilisation chimique de la silice, puis formation de conglomérats et grès de type silcrêtes (Fig. 1.3) dans certaines positions paléotopographiques (Fig. 1.5).

A l'Eocène terminal et au début de l'Oligocène se sont produits d'importants mouvements tectoniques (distension oligocène). En Touraine, plusieurs dépressions sédimentaires se sont constituées, la plus grande d'entre elles recouvrant la moitié sud de l'actuel bassin de la Choisille (secteur de Mettray, Fig. 1.2). Des calcaires lacustres (« de

Touraine ») se sont déposés dans cette vaste dépression (Fig. 1.3 et 1.5). D'âge ludien supérieur (Cavelier *et al.*, 1979), ils traduisent des conditions de dépôt sous une mince tranche d'eau (lacustre à palustre), avec des saisons sèches, dans un environnement chaud et sec de type savane (Rasplus, 1982).

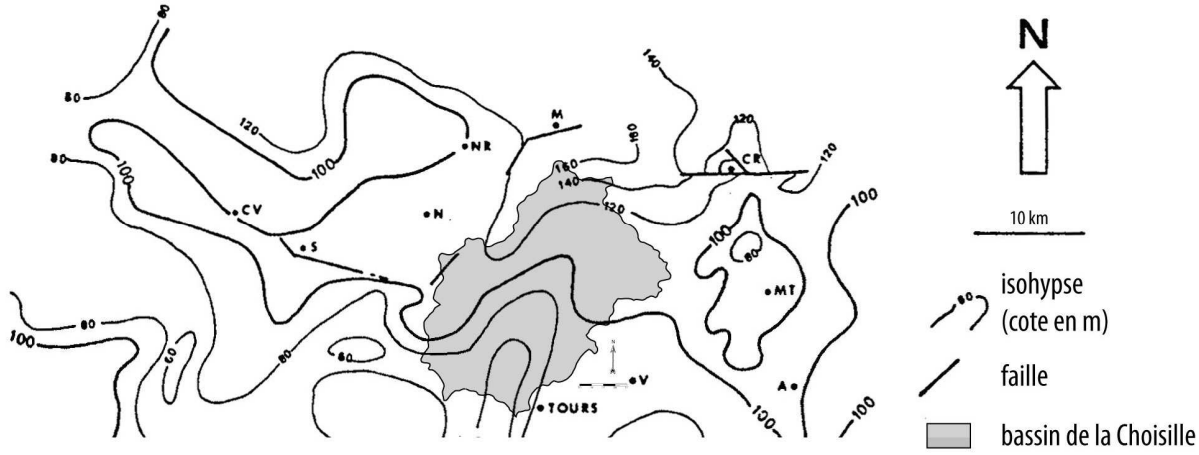


***Figure 1.6** : carte des isohypse du mur de l'Eocène dans les environs du bassin de la Choisille (modifié d'après Rasplus, 1978)*

Durant l'Oligocène (Stampien inférieur), des dépôts d'eau saumâtre ont pu se mettre en place (calcaire à *Potamides lamarcki*). Ils affleurent peu et sont absent dans le bassin de la Choisille.

Au Miocène moyen (« Helvétien » des cartes géologiques), un affaissement selon l'axe ligérien a permis l'incursion de la « mer des faluns » et la mise en place de dépôts néritiques très fossilifères, les faluns de Touraine (Fig. 1.3 et 1.5).

Au « post-Helvétien » (Miocène supérieur et Pliocène), consécutivement au retrait de la « mer des faluns », des cours d'eau ont divagués à la surface de la Touraine avant de rejoindre le littoral vers l'ouest. Des dépôts d'énergie moyenne se sont effectués (« sables de Montreuil », Fig. 1.3 et 1.5). Ces formations sont bien développées en Touraine au nord de la Loire. En même temps, et surtout au Pliocène, une phase compressive a affecté la région, ou du moins certaines parties, suivant une orientation globalement NW-SE (Alcaydé *et al.*, 1990). Il en a résulté une remontée globale du continent et de la fracturation au niveau local. Au début de cette période (« Rédonien »), une régression a entraîné un basculement de la Loire vers l'ouest en aval d'Orléans. Cette dernière a rejoint la Vienne et capturé le Cher et l'Indre en Touraine (Macaire, 1983 et 1986a). Par la suite et au cours du Quaternaire, les

rivières ont acquis progressivement leur tracé actuel, tandis que l'activité tectonique fut relativement plus réduite après le Pliocène (Rasplus, 1978).

1.2.1.3. Le Quaternaire

Le Quaternaire est caractérisé par la mise en place de formations superficielles éoliennes, fluviatiles et de versant.

Les dépôts éoliens quaternaires, qui représentent une importante couverture lœssique dans le nord de la France, sont caractérisés en Touraine par une mosaïque de placages sablo-limono-argileux peu épais (Fig. 1.3 et 1.5). Ils se sont mis en place durant les périodes froides et sèches du Quaternaire, où les vents importants soufflaient surtout depuis l'WSW (Macaire, 1986b). Ces formations se sont déposées à plusieurs reprises au long des différentes phases glaciaires quaternaires mais celles actuellement présentes résultent surtout de la phase la plus récente du Pléniglaciaire supérieur et ont en partie été alimentés par les sédiments alluviaux ligériens (Macaire, 1981 et 1986b).

Le façonnement des paysages actuels, notamment le creusement des vallées, paraît avoir été influencé par l'action conjuguée de mouvements épirogéniques positifs et de variations climatiques plio-quaternaires. Dans les grandes vallées fluviatiles de Touraine (Loire, Cher et Vienne), les rivières ont incisé (périodes moins froides) et déposé (périodes plus froides) des sédiments, engendrant un système de terrasses alluviales (Macaire, 1983 et 1986a). Dans le fond des petites vallées, des dépôts fluviatiles à dominance silto-argileuse ou tourbeuse, se sont mis en place (Alcaydé, 1968 ; Rasplus *et al.*, 1974 ; Manivit *et al.*, 1975, Manivit *et al.*, 1998), notamment au cours de l'Holocène (Bellemlih, 1999 ; Macaire *et al.*, 2002 et 2006).

Sur les versants et dans les fonds de vallons, des dépôts se sont formés sous l'influence de différents facteurs : gravité (éboulis), gravité et saturation en eau (solifluxion), ruissellement (colluvions), anthropisation.

1.2.2. Caractéristiques géologiques du bassin de la Choisille

Les alluvions fluviatiles dérivant de l'érosion des roches et sols du bassin versant, il est nécessaire de préciser la répartition de ces dernières et leur composition, pour déterminer ultérieurement les zones de production sédimentaire.

La présentation des données lithologiques et structurales dans le bassin versant est effectuée sur la base des indications fournies par la littérature. Le bassin couvre, en partie, 4 cartes géologiques au 1/50000e : Tours (Rasplus *et al.*, 1974), Amboise (Alcaydé, 1968), Château-Renault (Manivit *et al.*, 1975) et Château du Loir (Manivit *et al.*, 1998). Une carte géologique simplifiée du bassin a été réalisée par digitalisation des contours géologiques à partir de scans de ces cartes en regroupant des unités litho-stratigraphiques proposées dans les notices (Fig. 1.7). Cette carte permet d'observer la répartition spatiale des formations lithologiques présentées ci-après en parallèle des coupes (Fig. 1.5).

1.2.2.1. Données stratigraphiques et structurales

Les plus anciennes formations affleurantes dans le bassin versant appartiennent au Crétacé supérieur. Les formations sédimentaires marines (en vert sur les Fig. 1.5 et 1.7) sont seulement visibles à l'affleurement à la faveur des talwegs incisant les plateaux, en bordure de la Choisille et de ses affluents. Les argiles à silex (en vert clair sur les Fig. 1.5 et 1.7) sont observables sur les versants et sous le sol de plateaux.

Les formations du Tertiaire affleurent majoritairement sur les versants et plateaux. Les déformations cassantes attribuées au Tertiaire, plus particulièrement au « post-Helvétien », ont permis la conservation locale des faluns de Touraine, qui affleurent dans le bassin de la Choisille sur quelques hectares grâce au jeu de la faille de Semblançay (Fig. 1.5 et 1.7).

Les déformations souples des formations crétacées et tertiaires sont bien visibles dans la forme du toit du Cénomanien et du mur de l'Eocène (Fig. 1.4 et 1.6). Il apparaît que la moitié inférieure du bassin de la Choisille épouse nettement la forme en « oreille de lapin » du tracé des isohypses dans ce secteur (Fig. 1.4 et 1.6.). En parallèle, à 3 km au delà de la limite nord du BV, s'étend le dôme de Marray (Fig. 1.2), structure anticlinale d'axe à direction armoricaine (NW-SE) (Fig. 1.8). De ces éléments résulte un pendage des couches du Crétacé supérieur vers le SSW, de l'amont vers l'aval de l'actuel bassin de la Choisille (coupe 3 Fig. 1.5), en suivant l'axe d'une gouttière synclinale (coupes 1 et 2, Fig. 1.5).

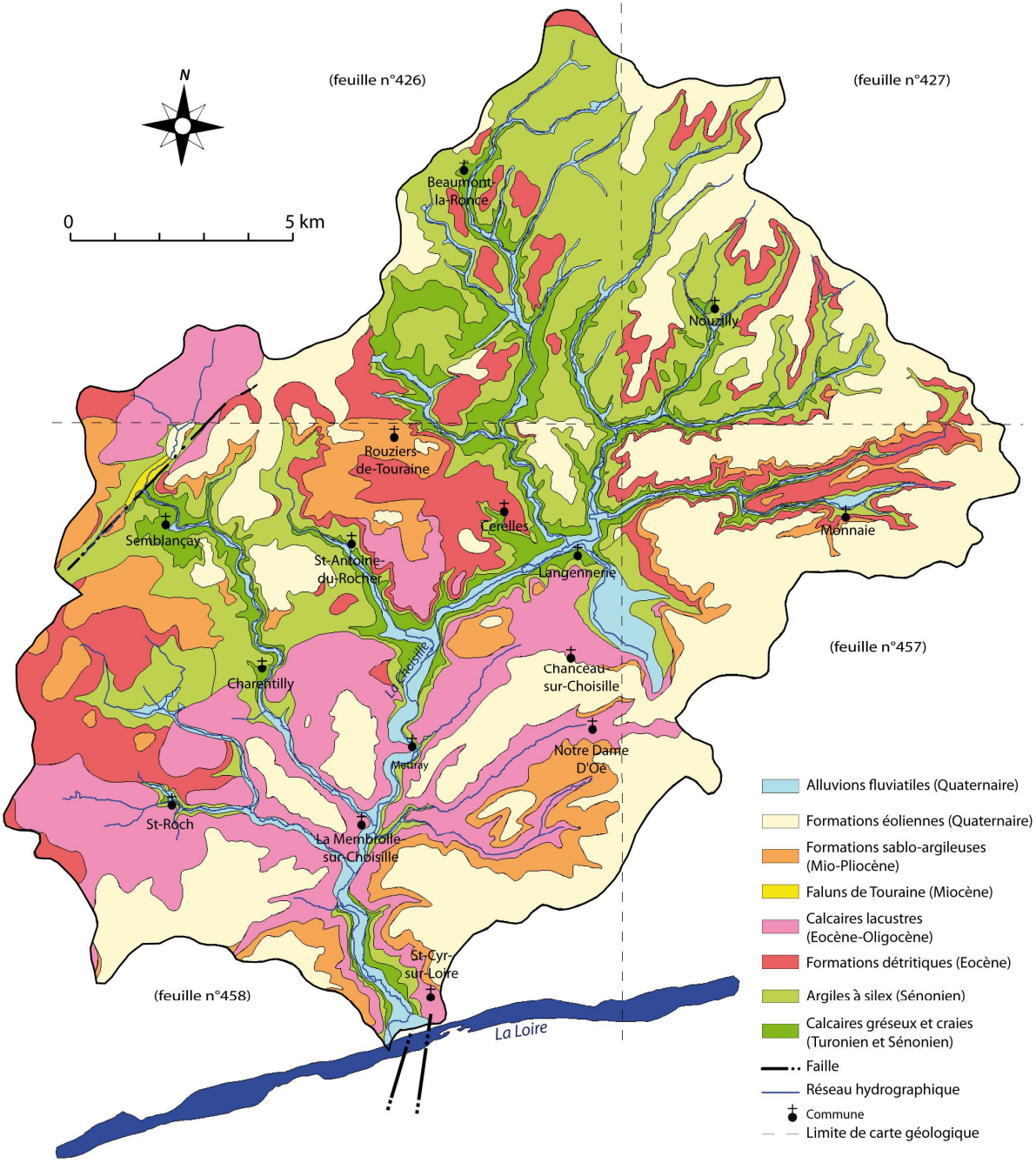


Figure 1.7 *: carte géologique simplifiée du bassin versant de la Choisille (modifié d'après Alcaydé, 1968 ; Rasplus et al., 1974 ; Manivit et al., 1975 ; Manivit et al., 1998)*

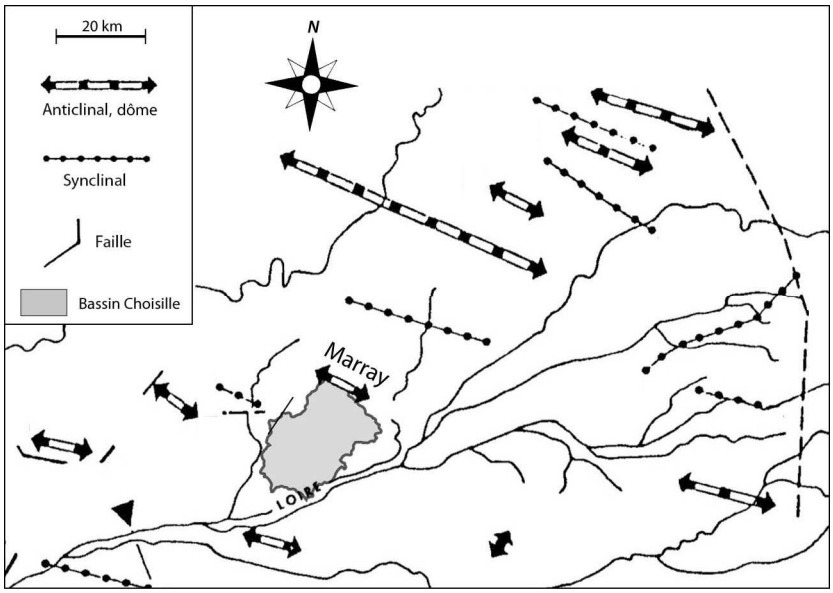


Figure 1.8 *: carte structurale dans les environs du bassin de la Choisille (modifié d'après Rasplus, 1982)*

A son extrême aval, la vallée de la Choisille forme un brutal coude vers le sud-ouest, au niveau d'une faille mettant en contact les formations crétacées (à l'ouest) avec le calcaire lacustre ludien (à l'est) (Macaire et Mignot, 1979) (Fig.1.9).

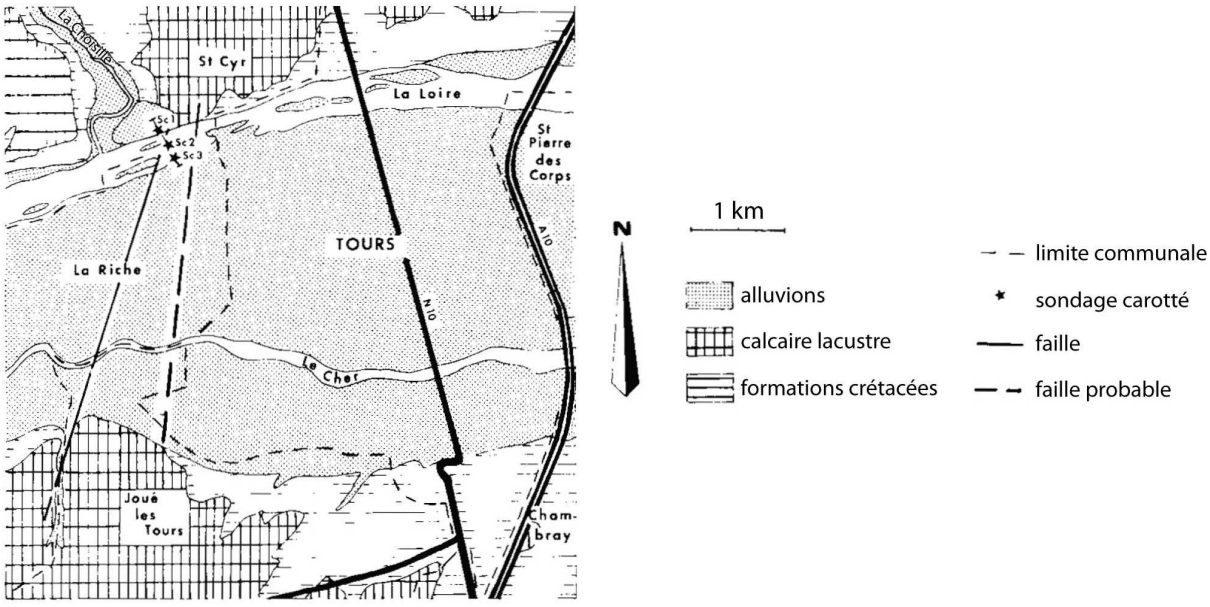


Figure 1.9 *: schéma de la faille affectant la vallée à l'extrême aval du bassin de la Choisille (modifié d'après Macaire et Mignot, 1979)*

1.2.2.2. Données lithologiques

Les différentes formations lithologiques affleurant dans le bassin versant (Fig. 1.7) sont exposées ci-après de manière chronologique. Une partie des informations présentées est issue des notices de cartes géologiques de Tours (Rasplus *et al.*, 1974), Amboise (Alcaydé, 1968), Château-Renault (Manivit *et al.*, 1975) et Château du Loir (Manivit *et al.*, 1998).

- **Les formations du Secondaire**

  - ***Tuffeau jaune de Touraine (Turonien supérieur)***

Cette formation, d'une puissance de 20 à 30 m, présente soit un faciès de calcaires sableux, parfois assez durs (gréseux ou spathiques), en bancs séparés par des « hard grounds », soit un faciès de craie jaune, sableuse et tendre, riche en quartz, soit enfin un faciès de sables à stratification oblique alternante. Les proportions des principaux minéraux sont variables suivant les faciès. A Nouzilly (Fig. 1.2 et 1.7), le tuffeau est composé d'une proportion équivalente de carbonates (calcite) et d'éléments silicatés (quartz majoritaire et glauconie) (Riveline-Bauer, 1965). Les grains de quartz ont une granularité allant des argiles granulométriques aux sables. Cette formation contient des silex (bruns, plus ou moins clairs, ou cherts à cassure mate). Les minéraux argileux, en quantité faible, sont des smectites (montmorillonite) majoritaires, des minéraux illitiques (illite, glauconie) et parfois de la kaolinite en faible quantité. Dans les faciès sableux, des passées glauconieuses donnent à la roche une teinte jaune verdâtre. Du point de vue paléontologique, la macrofaune fossile, abondante, est constituée de très nombreux débris de lamellibranches, de bryozoaires, d'échinodermes et de spicules d'éponges siliceuses. La microfaune fossile, rare et fortement recristallisée, est constituée principalement de foraminifères benthiques et d'ostracodes.

  - ***Calcaire dur de Cangey (Sénonien).***

Cette formation présente un faciès de calcaire crayeux ou de craie recristallisée par de la calcite spathique, et semble avoir une épaisseur de 8 à 12 m. Elle est peu abondante et affleure sur de petites surfaces dans la partie nord-est du bassin. Les faciès peuvent être jaunâtres, verdâtres ou beigeâtres et contenir des passées plus sableuses et glauconieuses.

- ***Craie de Villedieu (Sénonien)***

Ce faciès peut recouvrir le calcaire de Cangey ou en être le faciès latéral. C'est une craie quartzifère, parfois noduleuse ou sableuse et plus ou moins glauconieuse, où les silex et cherts sont très abondants. Elle est recouverte par une série sableuse. L'ensemble de la formation peut atteindre 30 m d'épaisseur. La proportion en minéraux > 50 µm insolubles dans HCl dépasse rarement 10 %, mais certains niveaux ont des teneurs en éléments siliceux (quartz mais aussi opale CT) pouvant atteindre 85 % (Gigout *et al.*, 1969). Les argiles, en faibles proportions, sont des smectites (montmorillonite) et de la kaolinite dominantes, l'illite apparaissant de manière sporadique. Cette formation est riche en bioclastes de macrofaune : bryozoaires, spongiaires, lamellibranches.

- ***Formations argilo-siliceuses ou « argiles à silex »***

Elles ont, dans la région, une épaisseur très variable de 2 à 40 m, généralement de 15 à 25 m. Les faciès présentent des couleurs blanchâtres, grisâtres, verdâtres ou jaunâtres. Ils sont constitués principalement de silts-argileux contenant de nombreux silex : cherts (silex poreux) mais surtout silex blonds, bruns, gris ou noirs, plus ou moins clairs, globuleux ou branchus, avec ou sans cortex blanc siliceux. Les silex sont constitués de quartz, de cristobalite et de tridymite (Gigout *et al.*, 1969) et présentent de nombreux aspects communs avec ceux du Turonien et du Sénonien carbonatés. Leur taille varie entre 5 et 30 cm et ils représentent au minimum 50 % de la masse totale de la formation, avec des proportions qui oscillent communément entre 65 et 75 % (Klein, 1965). Rasplus (1978) a déterminé pour la matrice une composition chimique moyenne de 80 % de SiO_2 (quartz majoritaire), 8 % de Al_2O_3 et 1,5 % de FeO_3. La fraction argileuse est composée de smectites (montmorillonite) et de kaolinite dominantes, mais elle peut aussi contenir des argiles micacées et des interstratifiés. A Nouzilly (Fig.1.2 et 1.7), 50 % des grains ont une taille supérieure à 35 µm (Riveline-Bauer, 1965). Certaines passées sont sableuses et peuvent être alors fortement colorées en ocre. Cette formation d'altération présente des caractéristiques granulométriques héritées de la fraction insoluble des matériaux parentaux sous-jacents. Des bioclastes silicifiés, notamment des spongiaires, ont été retrouvés en grande abondance, mais aussi des lamellibranches, des brachiopodes et des échinides.

- **Les formations du Tertiaire**

Comme vu précédemment, ce sont des formations siliceuses détritiques et carbonatées précipitées.

o *Eocène détritique continental*

Les différents faciès observés au sein de l'Eocène détritique traduisent une variété de dépôts initiaux et d'évolutions post-dépôt :

- Le faciès « argiles sableuses » est grisâtre à verdâtre ou rouille. Ces argiles silteuses à sableuses contiennent souvent des silex de taille et de nature variées.

- Le faciès « sables argileux » ou « terres à carreaux » est formé de sables de couleur rougeâtre ou jaunâtre à intercalations de lits de graviers. La fraction argileuse est dominée par la kaolinite.

- Le faciès « perron » est lui aussi très répandu. C'est un conglomérat de silex, le plus souvent émoussés et cimentés par de la silice. Les perrons peuvent atteindre plus de 1 m^3. Le faciès gréseux (grès ladères), parfois associé aux faciès perron, est aussi connu en Anjou sous le nom de « grès à Sabales ». Il semble posséder une relation génétique avec le faciès perron.

Dans le bassin de la Choisille, à Cérelles (Fig. 1.2 et 1.7), le faciès « perron » se superpose et se juxtapose au faciès « sable argileux » observé vers Langennerie (Fig. 1.2 et 1.7) (Rasplus, 1978). Dans ce dernier le quartz (médiane entre 180 et 257 mm) est majoritaire et la teneur en argile peut varier de 18 % à 45 %. Les minéraux argileux sont composés de kaolinite majoritaire, en plaquettes de 0,2 à 0,7 µm de diamètre, de smectites (10 %) et d'argiles micacées (minéraux illitiques). La présence de nombreux fossiles sénoniens doit être soulignée. Les « perrons » et « sables argileux » sont les faciès éocènes détritiques les plus fréquents dans le bassin de la Choisille.

- ***Calcaire lacustre d'Anjou (Éocène à Oligocène)***

Il affleure peu dans le bassin de la Choisille, vers le secteur de Semblançay (Fig. 1.2 et 1.7), avec une épaisseur inférieure à 20 m. Ce sont des calcaires francs de couleur bistre, des calcaires sableux et des sables blancs fins argileux et calcaires. Certains bancs peuvent contenir des silex gris ou noirs.

- ***Calcaire lacustre de Touraine (Éocène à Oligocène)***

Cette formation dépasse fréquemment 4 m d'épaisseur et peut atteindre jusqu'à 23 m dans le bassin de la Choisille. Elle est constituée de calcaires assez durs blancs ou bruns clairs, pouvant contenir des couches d'argiles blanches ou verdâtres et de marnes blanches, beiges, verdâtres ou ocres. Les bancs ou lentilles de meulières peuvent être abondants. La composition chimique moyenne du bulk montre la dominance des carbonates (CaO ~ 50 %) par rapport aux fractions siliceuse (SiO_2 ~ 3 %) et alumineuse (Al_2O_3 ~ 1 %) (Saugrin, 1982 *in* : Rasplus et Ménillet, 2000). La fraction alumino-siliceuse est constituée de smectites, kaolinite, illite et interstratifiés. Les fossiles sont rares et constitués de gastéropodes et de charophytes.

- ***Faluns de Touraine (Miocène)***

Ces dépôts marins présentent un faciès détritique très fossilifère (faciès savignéen) composé essentiellement de grains de quartz et de fragments de bioclastes marins carbonatés.

- ***Sables de Montreuil (Mio-Pliocène)***

Cette formation détritique continentale, épaisse de 2 à 6 m, atteint 3 m à Monnaie (Fig. 1.2 et 1.7). Elle est formée de sables quartzeux, fins ou grossiers à l'aspect « gros sel » et de graviers emballés dans une matrice argileuse ferrugineuse rousse. Elle remanie les matériaux sous-jacents et les graviers, de teintes variées, peuvent ainsi être des morceaux de meulière, de silex ou de calcaire lacustre. La fraction argileuse est constituée de kaolinite, d'illite et d'interstratifiés illite-smectite.

- **Les formations superficielles quaternaires**

  - ***Formations éoliennes***

Elles ne sont recouvertes par aucune autre formation et ont été cartographiées quand leurs épaisseurs étaient supérieures à 0,5 ou 1 m suivant les auteurs des cartes géologiques. Elles peuvent atteindre 5 m d'épaisseur et sont répandues à la surface des plateaux, parfois seulement sous forme d'une matrice résiduelle mêlée aux formations sous-jacentes. La composition minéralogique est essentiellement quartzeuse dans toutes les fractions granulométriques, mais des feldspaths peuvent être présents. Les argiles sont de la kaolinite, des smectites et des argiles micacées (Macaire, 1981). Ces formations présentent une granularité variable (Fig. 1.10).

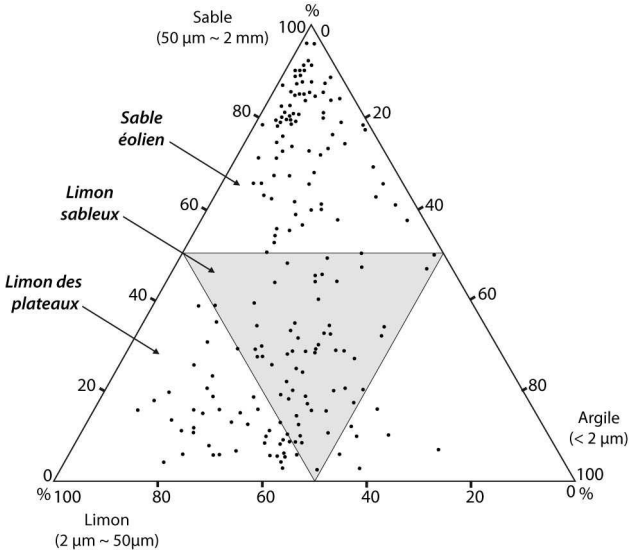


Figure 1.10 *: granularité des sédiments éoliens de Touraine (modifié d'après Macaire, 1986a)*

Selon les sites ont été identifiés des (Fig. 1.10) :

- « limons des plateaux », dépôts silto-argileux, gris à roussâtres, avec une fraction inférieure à 50 µm dominante et bien classée (vrai lœss).
- « limons sableux » le plus souvent inférieurs à 1 m d'épaisseur et constitués de sables quartzeux fins à moyens bien classés et fortement éolisés.

- « sables éoliens », avec une teneur en sable pouvant atteindre plus de 95 % du matériau.

- **Formations alluviales ou colluviales en fond de vallée**

Ces sédiments, sur lesquels est basée la présente étude, font l'objet d'une description approfondie ci-après (*cf.* § 2).

1.2.2.3. Résumé des principales caractéristiques lithologiques et de la fréquence des formations affleurantes

Malgré des modes de genèse contrastés (marins, continentales détritiques ou bio-chimiques) des différentes formations affleurantes, la composition minéralogique de ces formations se caractérise par une certaine monotonie. La fraction siliceuse (silt, sable), généralement dominante, est essentiellement quartzeuse, excepté pour les silex formés aussi d'opale CT.

Les carbonates (calcite) ne sont significativement dominants que dans les calcaires lacustres car, de manière générale, la fraction détritique est importante dans les craies et calcaires crétacés.

La nature des minéraux argileux varie peu d'une formation à l'autre. Ils sont constitués de manière récurrente par des smectites (montmorillonite dominante), de la kaolinite et des minéraux illitiques en proportions variables suivant les formations : smectites, kaolinite et minéraux illitiques dominent dans les craies et calcaires secondaires et tertiaires, kaolinite, smectites et plus rarement les minéraux illitiques dominent dans les formations détritiques tertiaires ou éoliennes quaternaires.

Toutes les formations contiennent des minéraux lourds, en proportions variables, mais en petite quantité (généralement inférieure à 0,2 % des grains sableux). Ce sont essentiellement des minéraux ubiquistes résistants : staurotide, tourmaline, rutile, zircon, anatase, magnétite, hématite et limonite.

L'estimation des surfaces projetées des différentes formations montre la très nette dominance des formations siliceuses ou argilo-siliceuses (Fig. 1.11) : sans compter les alluvions fluviatiles de la Choisille, elles constituent 71 % des affleurements dans le BV. Parmi celles-ci, les plus abondantes sont les formations éoliennes quaternaires et les argiles à

silex, qui affleurent respectivement sur environ 29 % et 23 % de la surface du bassin versant. Les faciès détritiques de l'Eocène et du Mio-Pliocène, à dominante sableuse, couvrent respectivement de 11 % à 8 % du bassin versant.

Les formations carbonatées affleurent sur environ 22 % de la superficie du bassin (Fig. 1.11). Les calcaires lacustres constituent l'essentiel de ces affleurements concentrés notamment autour de Mettray. Les formations carbonatées du Turonien supérieur et du Sénonien apparaissent peu affleurantes par le calcul en surfaces projetées, car elles se localisent sur des versants de vallées qui sont souvent abrupts.

La surface des alluvions fluviatile est probablement surestimée. En effet, beaucoup de vallons d'amont ont été cartographiés en « alluvions modernes ». En réalité, nombre d'entre eux sont probablement colmatés par des colluvions alimentées par les formations de versant : c'est notamment le cas dans la dépression de Chanceaux-sur-Choisille (~ 2 km²) (Fig. 1.7).

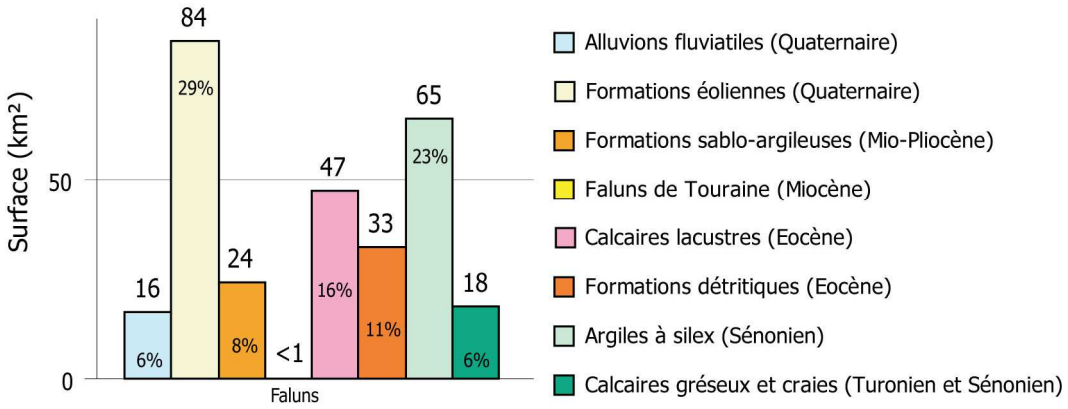


***Figure 1.11** : valeurs (en km²) et proportions relatives des surfaces d'affleurement (projetées) des principales formations affleurant dans le bassin de la Choisille*

1.3. Contexte climatique actuel

La Touraine au nord de la Loire est, par sa position géographique, globalement située dans une zone charnière entre climat tempéré océanique à l'ouest et climat tempéré plus continental au nord et à l'est. Cette région est formée de deux ensembles topographiques : plateaux et vallées. La vallée de la Loire subit directement les influences venues de l'ouest. Ces influences océaniques pénètrent dans les terres par les vallées affluentes, comme la

Choisille, et sont confrontées aux influences des plateaux, plus continentales et mieux représentées en Beauce au nord-est.

1.3.1. Les précipitations

Cinq stations météorologiques permettent de caractériser le régime pluviométrique mensuel moyen actuel dans le bassin versant : Charentilly (1976-1990), Monnaie (1961-1990), Nouzilly (1971-1990), St-Laurent-en-Gâtine (1976-1990) et Tours/Parçay-Meslay (1959-1990), (Fig. 1.2, Tab. 1.1 et 1.2) (Boutin, 1992a et 1994).

	Sept	Oct	Nov	**Automne**	Dec	Jan	Fev	**Hiver**	Mars	Avril	Mai	**Printemps**	Juin	Juil	Aout	**Eté**	**TOTAL**
St Laurent en Gâtines	55	60	67	**182**	67	64	65	**196**	59	51	73	**183**	50	55	40	**145**	**706**
Nouzilly	54	64	70	**188**	72	69	66	**207**	62	53	79	**194**	50	63	38	**151**	**740**
Monnaie	51	59	67	**177**	65	61	57	**183**	52	49	61	**162**	46	48	40	**134**	**656**
Charentilly	41	67	52	**160**	75	56	65	**196**	57	50	62	**169**	43	56	34	**133**	**658**
Tours Parçay-Meslay	55	50	67	**172**	66	62	57	**185**	56	47	61	**164**	51	46	54	**151**	**672**

***Tableau 1.1** : précipitations mensuelles moyennes en mm*
(données extraites de Boutin, 1992a et 1994)

	Sept	Oct	Nov	**Automne**	Dec	Jan	Fev	**Hiver**	Mars	Avril	Mai	**Printemps**	Juin	Juil	Aout	**Eté**	**TOTAL**
St Laurent en Gâtines	10	14	15	**39**	15	16	15	**46**	16	13	15	**44**	12	10	10	**32**	**161**
Nouzilly	13	19	19	**51**	19	20	16	**55**	17	13	17	**47**	11	10	10	**31**	**184**
Monnaie	9	11	14	**34**	14	14	13	**41**	13	11	13	**37**	9	8	8	**25**	**137**
Charentilly	8	13	13	**34**	15	14	13	**42**	15	12	14	**41**	10	8	8	**26**	**143**
Tours Parçay-Meslay	12	13	16	**41**	16	16	14	**46**	14	13	14	**41**	12	10	12	**34**	**162**

***Tableau 1.2** : nombre moyen de jours de pluie (données extraites de Boutin, 1992a et 1994)*

La pluviométrie moyenne mensuelle est minimale pendant l'été (34 mm en août à Charentilly), durant lequel le nombre moyen mensuel de jours de pluie est le plus faible (8 jours en juillet et août à Charentilly et Monnaie) (Tab. 1.1 et 1.2). La pluviométrie moyenne mensuelle est maximale pendant l'hiver (75 mm en décembre à Charentilly), durant lequel le nombre moyen de jours de pluie est plus élevé (20 jours en janvier à Nouzilly). Ces données soulignent les aspects classiques d'un climat tempéré : la pluie se repartit de manière continue tout au long de l'année avec un pic autour de l'hiver (Fig. 1.12). L'été et l'automne peuvent être marqués par des épisodes pluvieux non négligeables. Les valeurs annuelles de pluviométrie s'échelonnent entre 656 et 740 mm (respectivement à Monnaie et Nouzilly, Tab.1.1 et 1.2).

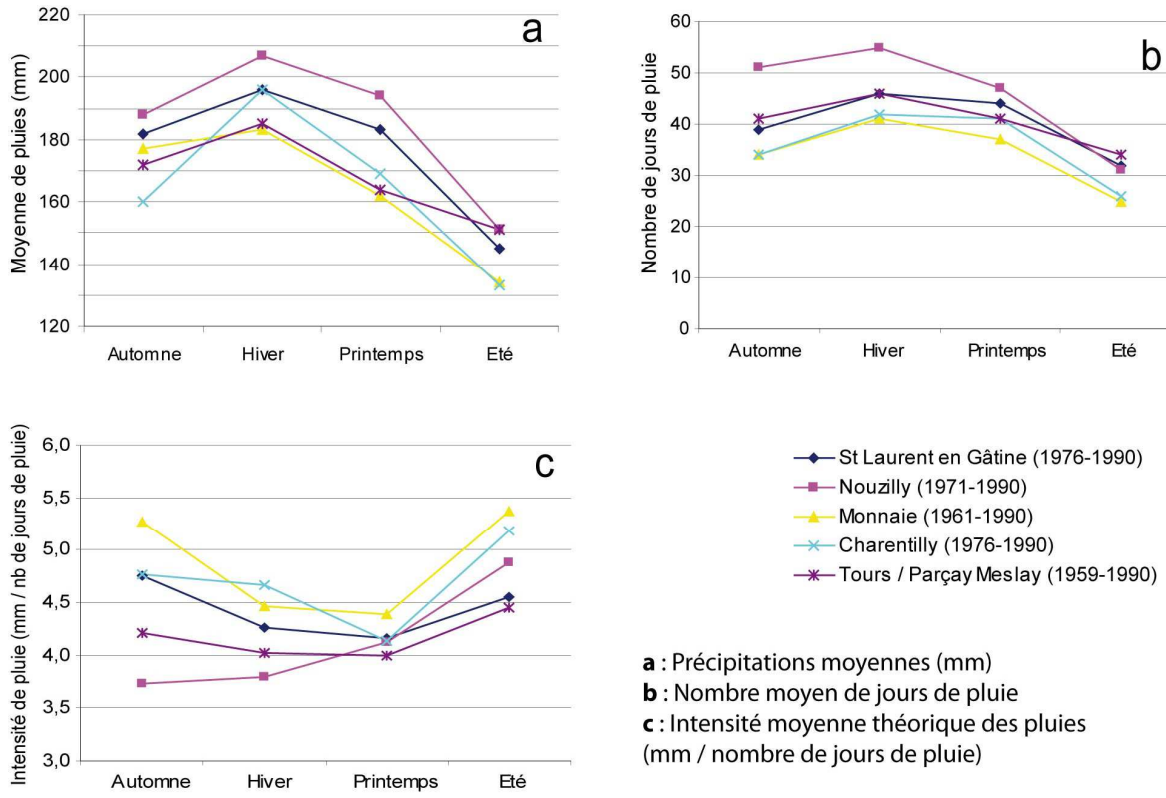


Figure 1.12 *: caractéristiques saisonnières moyennes des pluies dans le bassin versant (données extraites de Boutin, 1992a et 1994)*

Les variations pluviométriques sont relativement modérées dans le bassin mais permettent néanmoins de souligner un fait connu depuis longtemps : de manière générale, il pleut légèrement plus au nord, sur les plateaux, qu'au sud, à proximité de la Loire. Ceci s'observe tant en quantité qu'en durée ou en intensité (Fig. 1.12a et c).

Sur les diagrammes de précipitation (Fig. 1.12), les courbes de la station Tours/Parçay-Meslay (Fig. 1.2) se singularisent par leur moins forte variabilité, induite par l'influence océanique renforcée par le couloir ligérien dans ce secteur. Au sein de zones de plateaux, une pluviométrie plus importante est observée, notamment vers le secteur de Nouzilly qui, bien qu'il ne soit pas le plus septentrional, est le plus arrosé et accueille une pluie plus diffuse dans le temps. Dans le secteur nord du bassin, vers St-Laurent-en-Gâtines (Fig. 1.2), la pluviométrie est abondante et relativement intense. Les secteurs de Monnaie et de Charentilly, plus au sud, sont de manière générale légèrement moins arrosés et semblent connaître les épisodes pluvieux les plus intenses lors de l'été et de l'automne. Aucun gradient est-ouest n'est significativement souligné par ces données. Dans le secteur de la station de

Tours, l'évapotranspiration potentielle a été estimée par Giret (1984) comme oscillant autour de 400 mm/an en moyenne.

1.3.2. Les températures

Trois stations météorologiques permettent de caractériser les températures moyennes mensuelles actuelles sur le bassin : Charentilly (1976-1990), St-Laurent-en-Gâtine (1976-1990) et Tours/Parçay-Meslay (1959-1990) (Fig. 1.2, Tab. 1.3) (Boutin, 1992a et 1994).

		Sept	Oct	Nov	Automne	Dec	Jan	Fev	Hiver	Mars	Avril	Mai	Printemps	Juin	Juil	Aout	Eté	MOY
St Laurent-en-Gâtines	moy	15,5	11,8	6,8	11,4	4,3	3,8	4,5	4,2	6,8	9,2	12,8	9,6	16,0	18,6	18,3	17,6	11,1
	mini	9,8	7,4	3,5	6,9	1,9	1,2	1,3	1,5	2,8	4,4	7,6	4,9	10,6	12,6	12,2	11,8	6,5
	maxi	21,2	16,2	10,1	15,8	6,7	6,4	7,7	6,9	10,8	14,0	17,9	14,2	21,5	24,7	24,3	23,5	15,7
Charentilly	moy	15,4	12,2	6,9	11,5	5,2	3,6	4,8	4,5	7,1	9,3	12,9	9,8	16,3	17,7	18,8	17,6	11,2
	mini	9,5	7,3	3,1	6,6	2,2	0,6	1,2	1,3	2,6	4,1	7,3	4,7	10,5	12,7	13,5	12,2	6,5
	maxi	21,7	17,1	10,8	16,5	8,1	6,6	8,4	7,7	11,7	14,5	18,5	14,9	22,1	25,4	24,0	23,8	16,2
Tours Parçay-Meslay	moy	16,3	12,0	7,2	11,8	4,6	3,7	5,0	4,4	7,6	10,2	13,6	10,5	16,8	17,8	18,6	17,7	11,5
	mini	11,2	7,6	3,9	7,6	1,9	0,9	1,6	1,5	3,3	5,3	8,5	5,7	11,5	13,2	13,1	12,6	7,1
	maxi	21,5	16,4	10,4	16,1	7,3	6,5	8,4	7,4	11,8	15,2	18,7	15,2	22,1	24,7	24,2	23,7	16,2

***Tableau 1.3** : minima, maxima et moyennes mensuelles des températures (°C) (données extraites de Boutin, 1992a et 1994)*

Ces données se caractérisent par une grande homogénéité entre des secteurs géographiquement peu distants. La température moyenne annuelle varie entre 11,1°C (St-Laurent-en-Gâtine) à 11,5°C (Tours / Parçay-Meslay). Les températures mensuelles moyennes maximales et minimales sont respectivement de 25,4°C en été (juillet à Charentilly) à 0,6°C en hiver (janvier à Charentilly), avec donc un écart thermique maximum d'environ 25°C (Tab. 1.3 et Fig. 1.13).

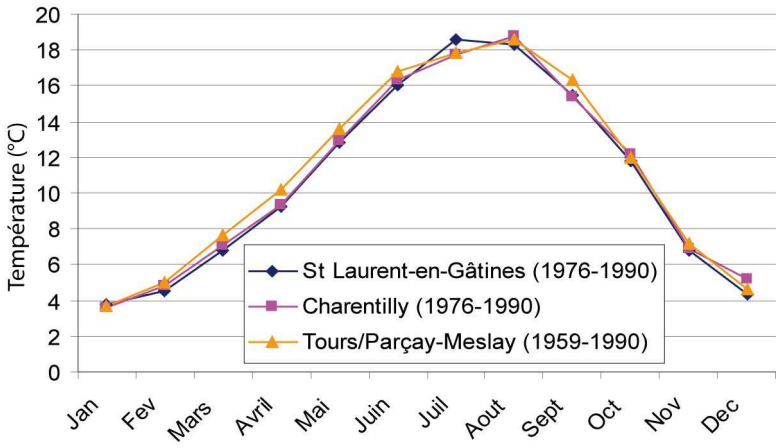


***Figure 1.13** : moyennes mensuelles des températures (°C) (données extraites de Boutin, 1992a et 1994)*

Il existe un léger gradient thermique entre le nord et le sud du bassin, notamment entre Tours/Parçay-Meslay et St-Laurent-en-Gâtines, montrant l'influence vallée / plateau (Fig. 1.13). Il fait généralement, très légèrement, plus chaud au sud (vallée) qu'au nord du bassin (plateau).

1.3.3. Les vents

Le sens et la direction des vents dominant (les plus fréquents dans le temps et de vitesse les plus élevées) ont été établis dans la région à la station météorologique de Tours/Parçay-Meslay (Fig. 1.2). Ces vents soufflent plus généralement depuis le sud-ouest ou le nord-est (Fig. 1.14).

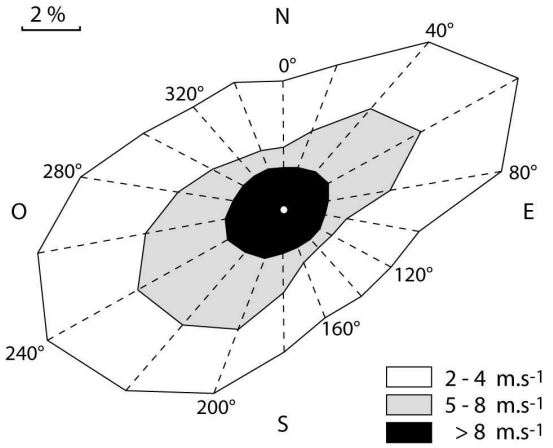


***Figure 1.14** : rose des vents à Tours/Parçay-Meslay, période 1961-2000 (d'après Campy et Macaire, 2003)*

1.4. Caractéristiques morphologiques du bassin versant

Le bassin versant de la Choisille, d'une surface de 288 km², a une forme plutôt pentagonale (Fig. 1.15). La distance est de 20,5 km entre le nord et le sud et de 21 km entre l'est et l'ouest. Le bassin est situé entre 48 et 182 m d'altitude, avec une moyenne vers 110 m. Les fonds de vallées sont profonds d'une cinquantaine de mètres au maximum. Le relief du bassin est modelé principalement par l'incision des plateaux par la Choisille et ses affluents ; la forme du bassin versant et la répartition des altitudes sont néanmoins influencées du nord (amont) au sud (aval) par la structure géologique.

Au nord et au nord-est, la ligne de crête s'établit suivant un axe respectivement NW-SE qui s'explique par la présence du dôme de Marray (*cf.* § 1.2.2.1) et induit les altitudes les plus élevées du bassin (Fig. 1.15). Dans ce secteur, les vallons et vallées affluentes (petites Choisille) se connectent pour rejoindre la vallée principale suivant une ramification complexe de type dendritique (Howard, 1967).

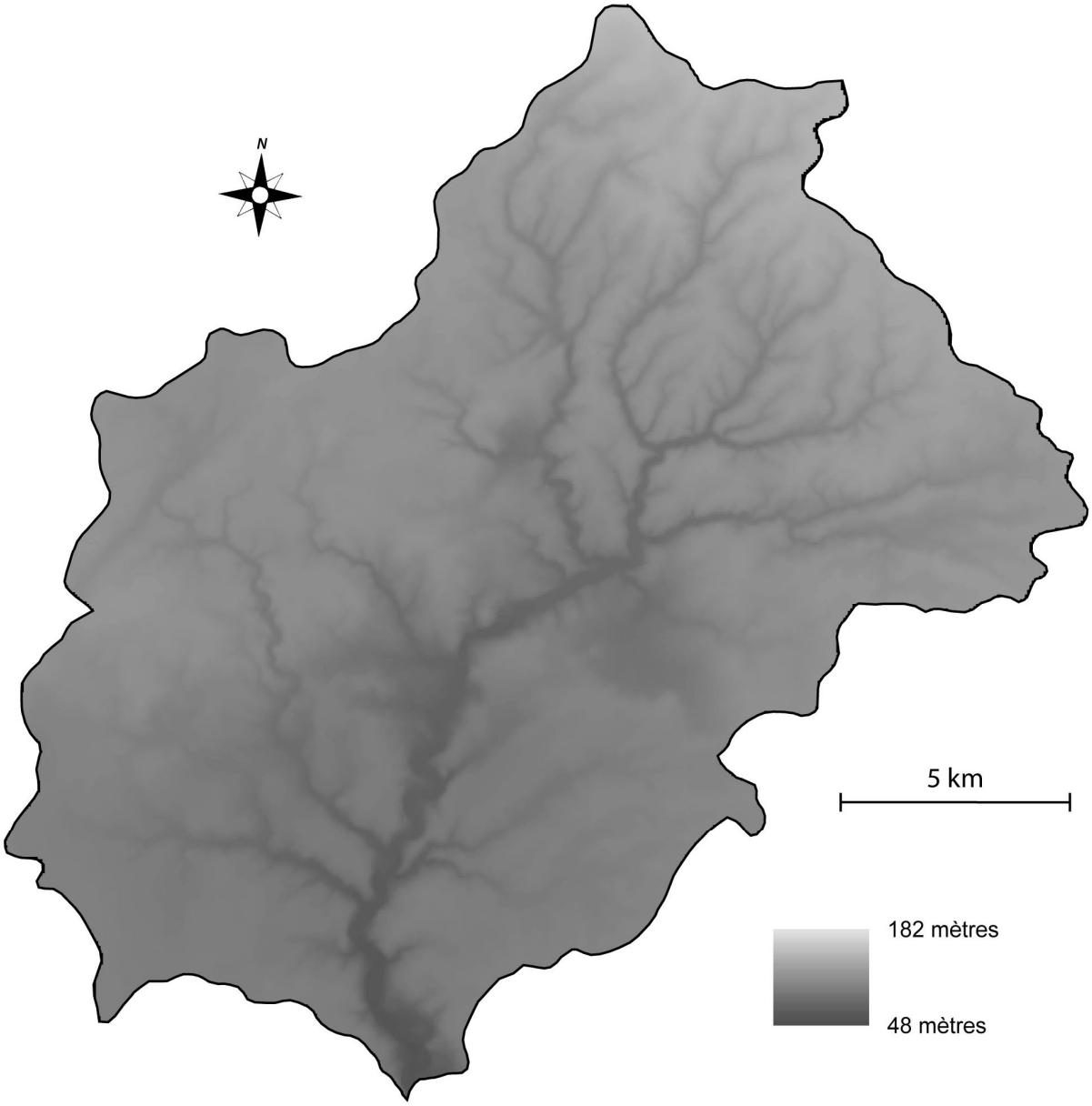


***Figure 1.15** : modèle numérique des altitudes du bassin versant de la Choisille (source : BD ALTI)*

Dans la moitié sud du bassin, la position des lignes de partage des eaux avec les bassins versants périphériques épouse grossièrement la forme en « oreille de lapin » du toit

des formations crétacées (*cf.* § 1.2.2.1). La direction des écoulements dans la vallée semble être influencée par la structure géologique, et suit en partie l'axe de la gouttière synclinale (Fig. 1.4 et 1.6). Le réseau des vallées affluentes est plus espacé et présente un aspect sub-dendritique (Howard, 1967). Dans la vallée principale ou les vallées affluentes, plusieurs zones larges et basses peuvent être observées, comme vers Rouziers de Touraine, Chanceaux-sur-Choisille, en amont de Mettray ou à l'extrême aval du bassin (Fig. 1.2 et 1.15). A l'extrémité aval du bassin, le jeu de faille mettant en contact le calcaire lacustre avec les formations crétacées (Fig. 1.9) a induit la forme en coude brutal dans la vallée.

1.5. Caractéristiques des sols et des régions naturelles

1.5.1. Nature des sols

Une grande variété de sols est présente dans le bassin de la Choisille, à l'image de la variété de la lithologie, du relief, du couvert végétal, de l'hydrologie et de l'occupation du sol. Les données présentées ici ont été extraites des notices des cartes pédologiques d'Amboise (Boutin, 1986), Tours (Boutin *et al.*, 1992a), Château-du-Loir (Boutin *et al.*, 1992b), Château-Renault (Boutin, 1994).

Les sols observés sont des colluviosols, sols calcimagnésiques, brunisols néoluvisols, luvisols et sols hydromorphes. Deux zones se dessinent au sein du bassin versant : d'un côté dans la partie nord, on observe des sols développés essentiellement sur les formations argilo-siliceuses, de l'autre dans la moitié sud des sols plus influencés par les roches carbonatées (Fig. 1.7).

- **Colluviosols**

Ce sont des sols peu évolués d'apport colluvial, calcaires ou non selon la localisation. Ils sont généralement limoneux, mal structurés et sensibles à la battance, et se trouvent le long de petits talwegs et en bas des versants.

- **Sols calcimagnésiques**

Ils sont liés à la présence sous-jacente des calcaires lacustres. Ces sols peuvent être fortement argileux et sont peu fréquents dans la partie nord du bassin versant.

- **Brunisols et néoluvisols**

Les brunisols (sols bruns) et néoluvisols (sols bruns lessivés) sont présents notamment dans les zones où affleurent les formations du Mio-Pliocène, les limons de plateaux, et les argiles à silex. Au sein de ces sols, on peut distinguer :

  - Les brunisols mésosaturés (sols bruns mésotrophes), présents lorsque le sol s'est développé à partir de matériaux parentaux non-calcaires (Mio-Pliocène, limons de plateaux), mais reposant directement sur les calcaires lacustres.

  - Les brunisols typiques, développés sur des pentes plus ou moins marquées, quand les calcaires lacustres apparaissent trop profondément sous les dépôts mio-pliocènes et que les apports calcaires par érosion depuis l'amont ne s'effectuent pas. Ces sols sont également observés sur les argiles à silex.

  - Les néoluvisols (sols bruns lessivés)**,** présents sur les dépôts moyennement épais de limons de plateaux reposant sur les calcaires lacustres. Ces sols sont alors légèrement lessivés.

- **Luvisols**

Les luvisols (sols lessivés), et luvisols dégradés (sols lessivés dégradés) sont présents en contexte de topographie plane et se développent sur les placages de limons de plateaux assez épais (>1 m), ou sur des substrats plus ou moins acides. Ces sols limoneux sont sensibles à la battance et souvent observés en partie nord du bassin.

- **Rédoxisols et réductisols**

Ces sols hydromorphes occupent l'ensemble des fonds de vallons des Choisille. Ils sont intégrés à la description des sédiments, présentée ci après dans le manuscrit (*cf*. Chap. 2)

1.5.2. Distribution spatiale de la texture des sols

Les sols étant particulièrement exposés à l'érosion, leur texture est un élément important de compréhension de la granularité des sédiments fluviatiles en fond de vallée. La carte simplifiée de texture des sols (Fig. 1.16) a été digitalisée à partir de scans des cartes texturales au 1/100000^{e} (Boutin, 1986 et 1994 ; Boutin *et al.*, 1992a et 1992b). La texture est

basée sur la classification de Jamagne (1966) et simplifiée en regroupant les sols suivant trois catégories : texture à dominante argileuse, à dominante limoneuse et à dominante sableuse.

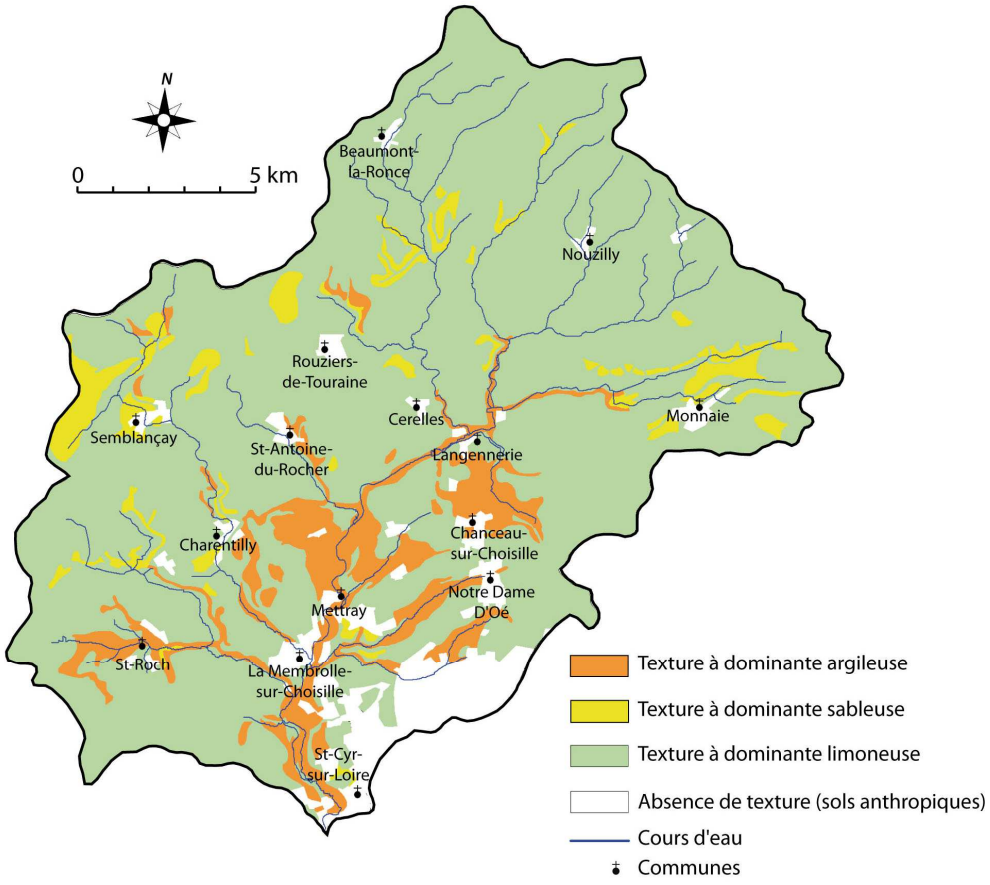


***Figure 1.16** : carte simplifiée de la texture superficielle des sols sur le bassin versant de la Choisille (d'après Boutin, 1986 et 1994 et Boutin et al., 1992a et 1992b)*

On constate nettement que la grande majorité des sols ont une texture superficielle (celle des horizons de surface) à dominance limoneuse (Fig. 1.16). Les sols à dominante argileuse sont principalement localisés sur les versants et dans les fonds de vallées de la moitié sud du bassin, en relation avec la présence de calcaires lacustres comme roches-mères. Les sols à dominantes sableuse se trouvent vers Semblançay, vers Monnaie, sur certains placages mio-pliocènes et dans certains vallons d'amont.

1.5.3. Les régions naturelles et l'occupation du sol

La distribution des grandes unités morphologiques et lithologiques dans le bassin détermine l'existence de trois régions naturelles principales aux potentialités d'utilisation variées. Ce découpage correspond à des occupations du sol différentes (Fig. 1.17), bien que de

nos jours, les pratiques agricoles modernes et l'urbanisation croissante s'affranchissent de ces potentialités.

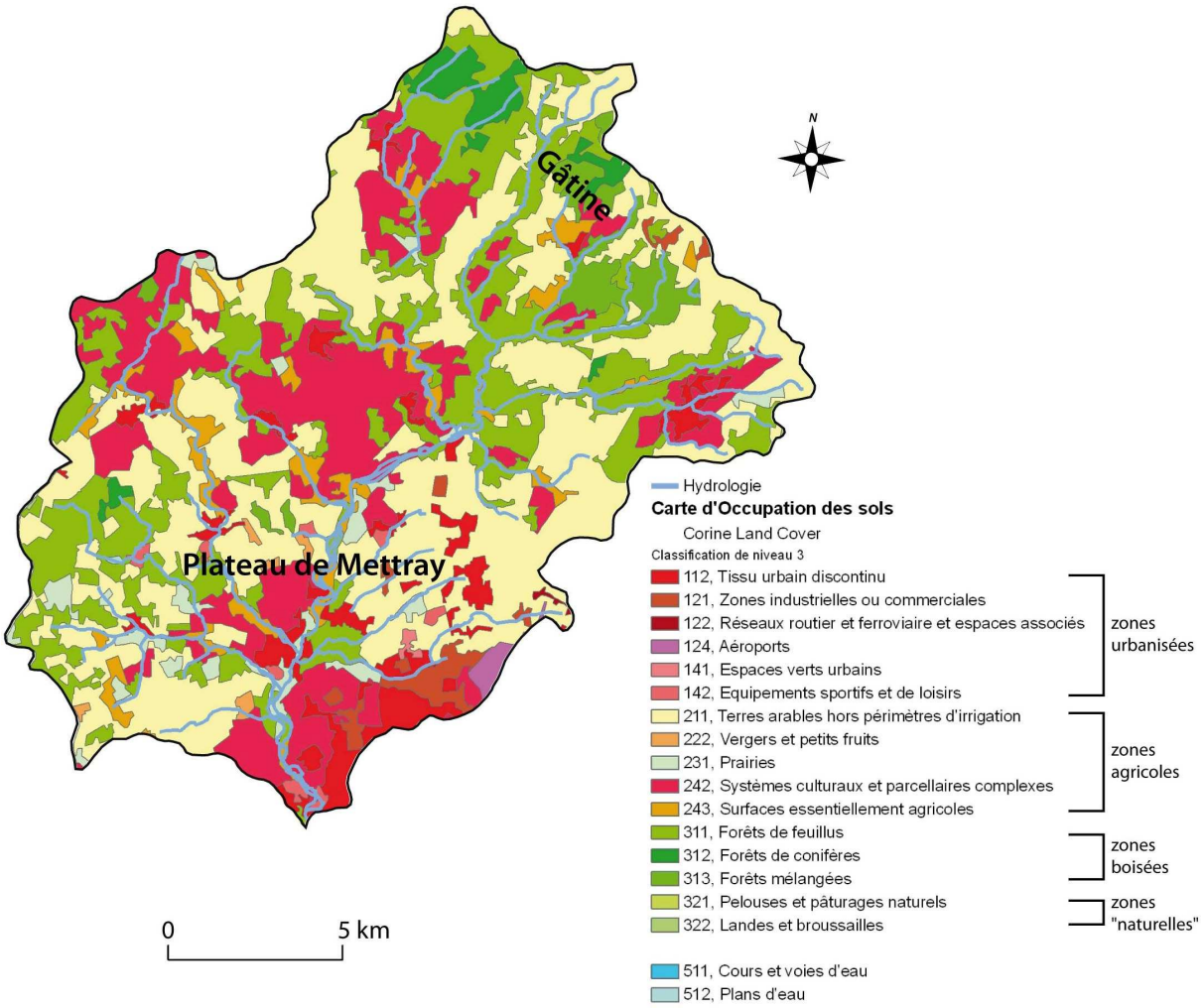


***Figure 1.17** : carte d'occupation des sols dans le bassin de la Choisille (modifié d'après Beurtheret, 2006 ; classification Corine Land Cover)*

Les principales régions naturelles dans le bassin de la Choisille sont (Fig. 1.17) :

- la **gâtine**, dans la partie nord du bassin. Dans cette région en domaine silicaté, l'occupation du sol est partagée entre espaces boisés et espaces agricoles de labours et d'élevage.

- le **plateau de Mettray**, dans la moitié sud du bassin. Cette région est modelée au sein des calcaires lacustres de Touraine. L'occupation du sol est dominée par les terres arables, le reste de la surface étant occupé par des espaces boisés, bocagés et urbanisés.

- Les **plaines alluviales**. Elles possèdent une utilisation contrastée d'une Choisille à l'autre ou sur le linéaire d'une même Choisille. Elles sont souvent mises en pâture ou en prairie de fauche. Elles peuvent également être mises en labours, être boisées (bois ou peupleraies) ou encore accueillir une végétation « naturelle » dans les zones les plus humides (phragmitaie, herbacées dont carex…). En aval, l'urbanisation remodèle actuellement la plaine alluviale (rocade au nord-ouest de Tours par exemple).

1.6. Contexte hydrologique du bassin versant

1.6.1. Hydrographie

Par sa structure géologique et sa lithologie, le bassin versant hydrologique de la Choisille correspond au bassin versant topographique. D'après la notation de Strahler (1952), la Choisille est, à son exutoire, une rivière d'ordre 4 alimentée par de nombreux cours d'eau d'ordre inférieur également appelés Choisille. Les Choisille forment un réseau dendritique à sub-dendritique (Howard, 1967) encaissé entre les plateaux peu élevés (*cf.* § 1.4) : elles sont considérées comme des rivières de plaine sur la classification de Starkel (1991).

Certaines Choisille prennent naissance dans la moitié nord du bassin, en domaine silicaté, tandis que les autres prennent naissance dans les secteurs carbonatés de la moitié sud : l'ensemble de ces Choisille affluentes du cours principal sont appelées « Petites Choisille ». Dans la vallée principale, le cours de la « Grande Choisille », nait de la confluence des « Petites Choisille » de Chenusson et de Nouzilly (Fig. 1.18). On peut compter une trentaine de ruisseaux affluents directs ou indirects de la « Grande » Choisille, plus nombreux et longs en rive droite de cette dernière.

Dans la partie nord du bassin, le partage des eaux entre les Petites Choisille est conditionné par la structure géologique du dôme de Marray (*cf.* § 1.2.2.1) (Choisille de Nouzilly, Choisille de Chenusson, Choisille de Beaumont-la-Ronce, Choisille de Monnaie, Fig. 1.18). Jusqu'à la confluence avec le cours principal de la Grande Choisille, le profil amont-aval des petites Choisille présente globalement un aspect concave (sauf la Choisille de Monnaie, plus méridionale) qui s'amortit en direction de l'aval (Fig. 1.19). Les pentes de ces petites Choisille, estimées d'après les cartes topographiques, sont d'en moyenne 9 ‰. Elles se repartissent dans l'espace suivant un réseau plutôt dendritique (Howard, 1967). Le plus long linéaire total de la Choisille remonte par la Choisille de Beaumont-la-Ronce (~ 30 km).

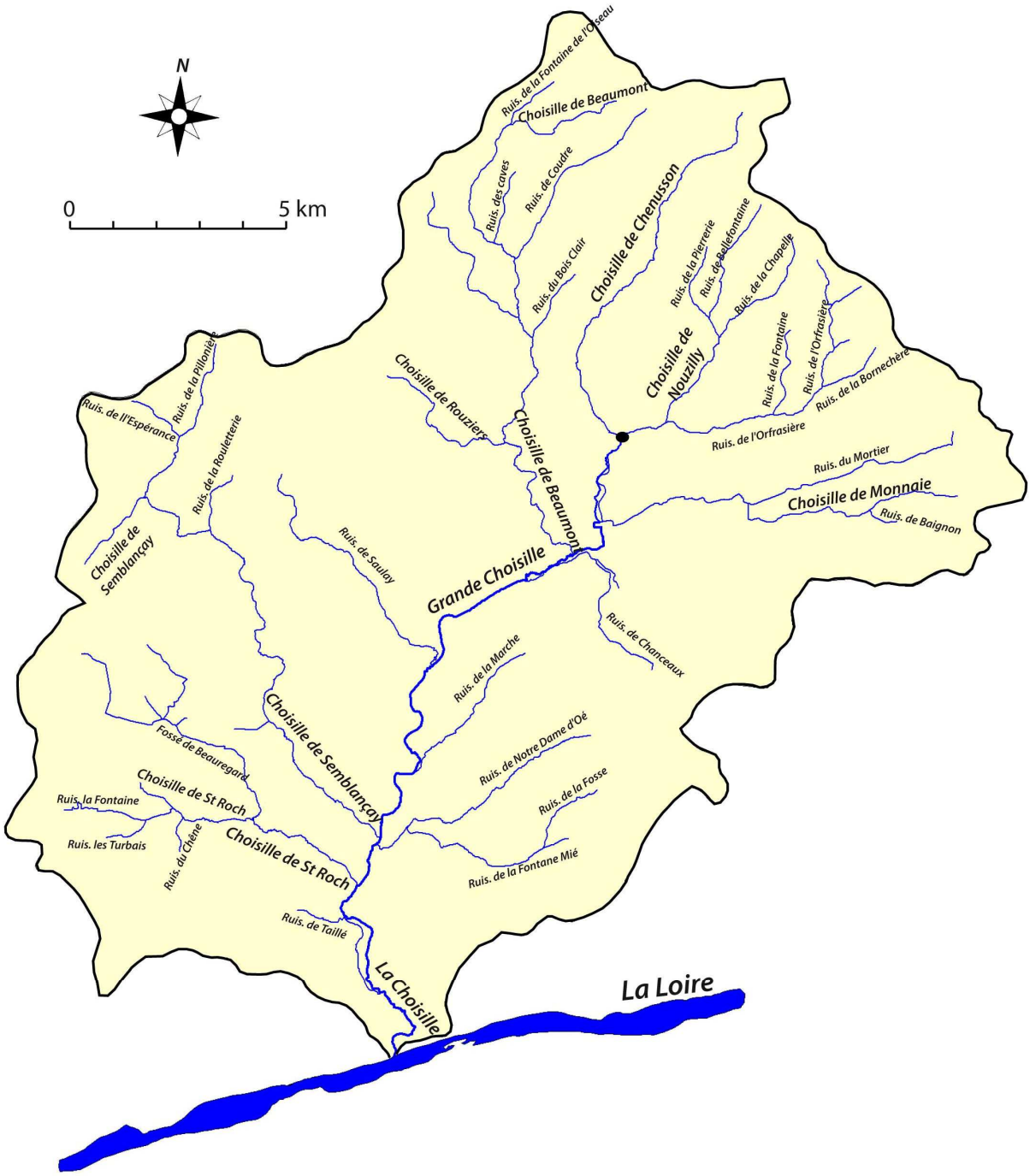


***Figure 1.18** : réseau hydrographique du bassin versant de la Choisille (le point noir montre la naissance de la « Grande Choisille », c'est-à-dire le début de la vallée principale)*

Dans la moitié sud du bassin versant, certaines Choisille, comme la Choisille de St-Roch (Fig. 1.18), prennent naissance depuis les sources issues des calcaires lacustres. Elles se connectent à la Grande Choisille en formant un réseau sub-dendritique (Howard, 1967). Leur profil longitudinal présente un aspect linéaire d'une pente moyenne de 5 ‰ (Fig. 1.19). C'est également le profil de la Choisille de Monnaie (6 ‰) située en partie nord du bassin.

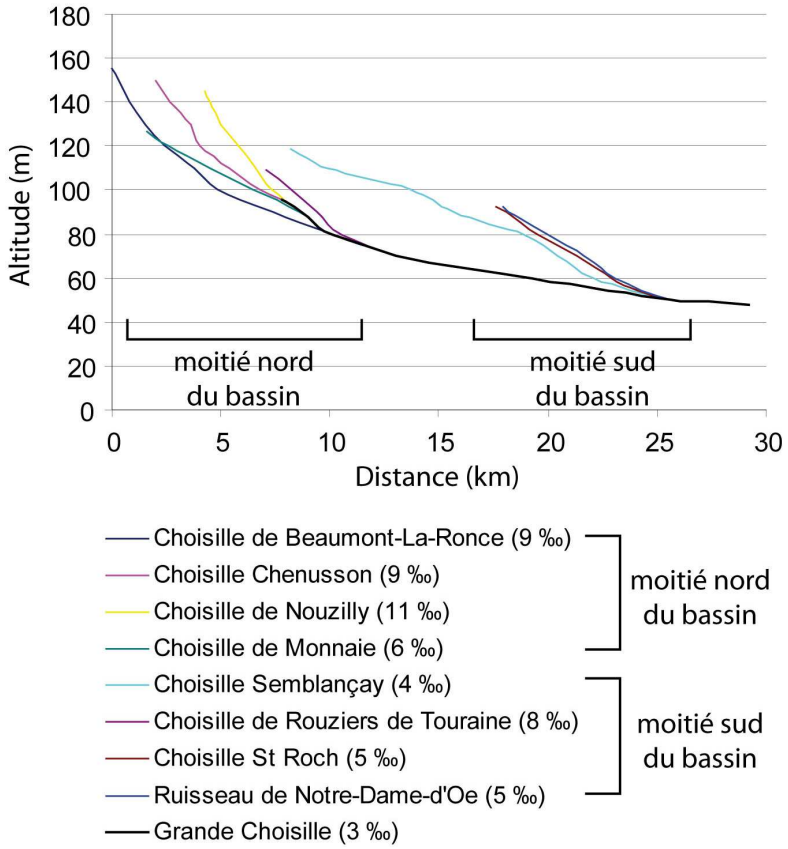


***Figure 1.19** : profils longitudinaux et valeurs moyennes des pentes des principales Choisille*

Depuis le Moyen-Âge (fin du Xe siècle AD), de nombreux biefs ont été creusés par l'homme afin de drainer les plaines alluviales pour les assainir et d'alimenter les moulins qui se construisent dès lors (Guichané, 2002) (*cf.* § 4.3.5).

La confluence actuelle de la Choisille avec la Loire n'est pas « naturelle ». Dans sa partie terminale, la Grande Choisille est canalisée pour longer une rocade, puis passe sous le réseau routier sur quelques centaines de mètres à travers une canalisation de type « égout ».

1.6.2. Hydrogéologie

Plusieurs aquifères se trouvent au sein des formations géologiques du bassin de la Choisille. Leur description est basée sur les notices des cartes géologiques de Tours (Rasplus *et al.*, 1974), Amboise (Alcaydé, 1968), Château-Renault (Manivit *et al.*, 1975) et Château du Loir (Manivit *et al.*, 1998).

- **Formations non-affleurantes dans le bassin de la Choisille**

La nappe phréatique des sables et grès du Cénomanien, importante en Touraine, est un aquifère exploité depuis le XIX^{e} siècle AD. Certains aquifères sont plus profonds mais non-exploités (Lias, Trias).

- **Craies du Crétacé supérieur (Turonien et Sénonien)**

Les craies des différents niveaux sont considérées comme un aquifère unique. La perméabilité est d'autant plus grande que la dissolution au sein des craies est importante. A proximité des talwegs où les craies sont plus altérées et fissurées, les eaux souterraines circulent à l'intérieur d'un réseau karstique.

- **Calcaires lacustres de Touraine (Eocène à Oligocène)**

C'est un réservoir aquifère d'intérêt du fait de sa perméabilité élevée. Celle-ci fut acquise secondairement par élargissement des diaclases, consécutivement aux mouvements tectoniques et à la dissolution en présence de CO_2. C'est une nappe de type libre, dont les émergences sont cotées entre +65 et +75 NGF au sein du bassin de la Choisille. Ces sources naissent au contact des argiles éocènes sous-jacentes et sont parfois (rarement) pétrifiantes. La nappe des calcaires lacustres est uniquement alimentée par l'infiltration des eaux de pluie tombant sur les plateaux.

- **Alluvions modernes**

Les alluvions de la Choisille et de ses affluents renferment une nappe d'eau superficielle en relation avec ces cours d'eau et différents aquifères latéraux, notamment ceux des calcaires lacustres et des craies crétacées.

- **Réservoirs superficiels**

L'eau de rétention dans les formations argilo-siliceuses peut conduire à la formation de petits aquifères, comme dans les argiles à silex et les formations sablo-argileuses du Mio-Pliocène.

1.6.3. Données hydrologiques actuelles

D'après Giret (1984), le régime de la Choisille se définit comme pluvial océanique, donc conditionné par le régime des précipitations. Il se caractérise par des hautes eaux en saison froide et des basses eaux en saison chaude. Ce type pluvial concerne les cours d'eau de plaines tempérées océaniques et non méditerranéennes comme en Europe occidentale, et correspond aux régions non-soumises à d'importantes chutes de neige.

La station de Mettray (Fig. 1.2), sur la Grande Choisille, a fait l'objet d'un suivi des débits hydrologiques sur la période 1971-1984. Les données obtenues n'ont cependant pas été validées et sont donc soumises à une incertitude. Pour cette station, la surface de bassin versant drainée est de 174 km² et les variations annuelles et interannuelles de débits observées sont importantes (Fig. 1.20). Certaines périodes ont connu des débits en moyenne relativement faibles (1970-1974) d'autres plus importants (1977-1984). La lame d'eau écoulée est en moyenne de 156 mm.an^{-1} (débit moyen de 0,85 m^3.s^{-1}), valeur proche de celles obtenues sur d'autres rivières de Touraine (Brenne : 148 mm.an^{-1} ; Echandon : 155 mm.an^{-1}, données Banque Hydro).

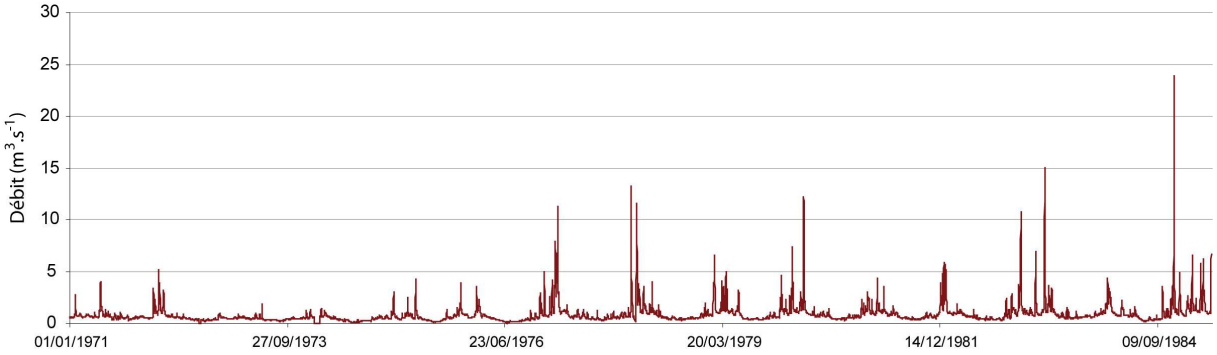


***Figure 1.20** : variation des débits sur la station de Mettray pour la période 1971-1984 (données Banque Hydro)*

Une grande partie de l'année hydrologique est caractérisée par des débits faibles, inférieurs à 1 m^3/s (0,5 mm/j) (Fig. 1.20) et soutenus probablement par les nappes d'eau souterraines (*cf.* § 1.6.2). Les valeurs de VCN 3 et VCN 30 (débits minimaux sur respectivement 3 et 30 jours consécutifs, 11 valeurs sur 13 années) et de QMNA (débit mensuels minimaux naturels, lors du mois le plus sec, 14 valeurs sur 14 années) ne dépassent jamais 0,55 m^3/s (0,3 mm/j).

La période de hautes eaux, caractérisée en général par plusieurs pics de crue, se situe entre décembre et avril, mais certains pics peuvent être observés en mai ou début juin. Les valeurs de débit lors de ces crues s'échelonnent entre environ 5 et 25 m^3/s, avec une population importante de pics observée autour de 15 m^3/s (7 mm/j).

1.7. Les secteurs étudiés dans le bassin de la Choisille

1.7.1. Choix des secteurs

Le bassin de la Choisille, de taille moyenne (288 km²), possède des caractéristiques climatiques homogènes (*cf.* § 1.3). Il présente cependant des contrastes lithologiques et morphologiques suffisamment marqués entre différentes zones (*cf.* § 1.2.2 et § 1.4) pour que les impacts climatiques et anthropiques aient été variables dans l'espace et dans le temps, en lien avec des régions naturelles contrastées (*cf.* § 1.5.3).

La lithologie et la position dans le bassin ont été les éléments discriminant dans le choix des secteurs d'étude. Ces facteurs influencent directement ou indirectement les processus érosifs, la quantité de matériaux produits et la capacité de stockage du système fluviatile. Plutôt que de multiplier les transects dans différents secteurs du bassin et d'obtenir une vision globale mais disparate spatialement des processus sédimentaires, il a paru intéressant de développer l'étude sur deux sous-bassins, représentatifs de deux régions naturelles, l'un en domaine majoritairement silicaté (dans la gâtine, *cf.* § 1.5.3), et l'autre en domaine fortement carbonaté (dans le plateau de Mettray, *cf.* § 1.5.3). Ces sous-bassins sont relativement homogènes dans leurs caractéristiques lithologiques à leur échelle, mais contrastés entre-eux. Il a paru aussi intéressant de comparer des sous-bassins « d'amont » à des secteurs situés plus en aval sur la Grande Choisille.

De manière chronologique, les travaux ont commencé en partie aval de la vallée principale sur la Grande Choisille (noté **secteur D**, Fig. 1.21). Par la suite, un sous-bassin en domaine silicaté, dit de « Chenusson » (noté **secteur A**, Fig. 1.21), puis un sous-bassin en domaine carbonaté, dit de « St-Roch » (noté **secteur B**, Fig. 1.21) furent étudiés. Enfin, il est apparu nécessaire d'obtenir une information en position médiane dans le bassin : le secteur amont de la vallée principale (noté **secteur C**, Fig. 1.21), situé à proximité de l'emprise d'un pont de l'A28, fut choisi car il bénéficiait déjà d'une documentation d'un point de vue

archéologique et palynologique. Dans chacun des secteurs, différents sites ont été prospectés par forage carotté en fond de vallée (transects ou forages ponctuels).

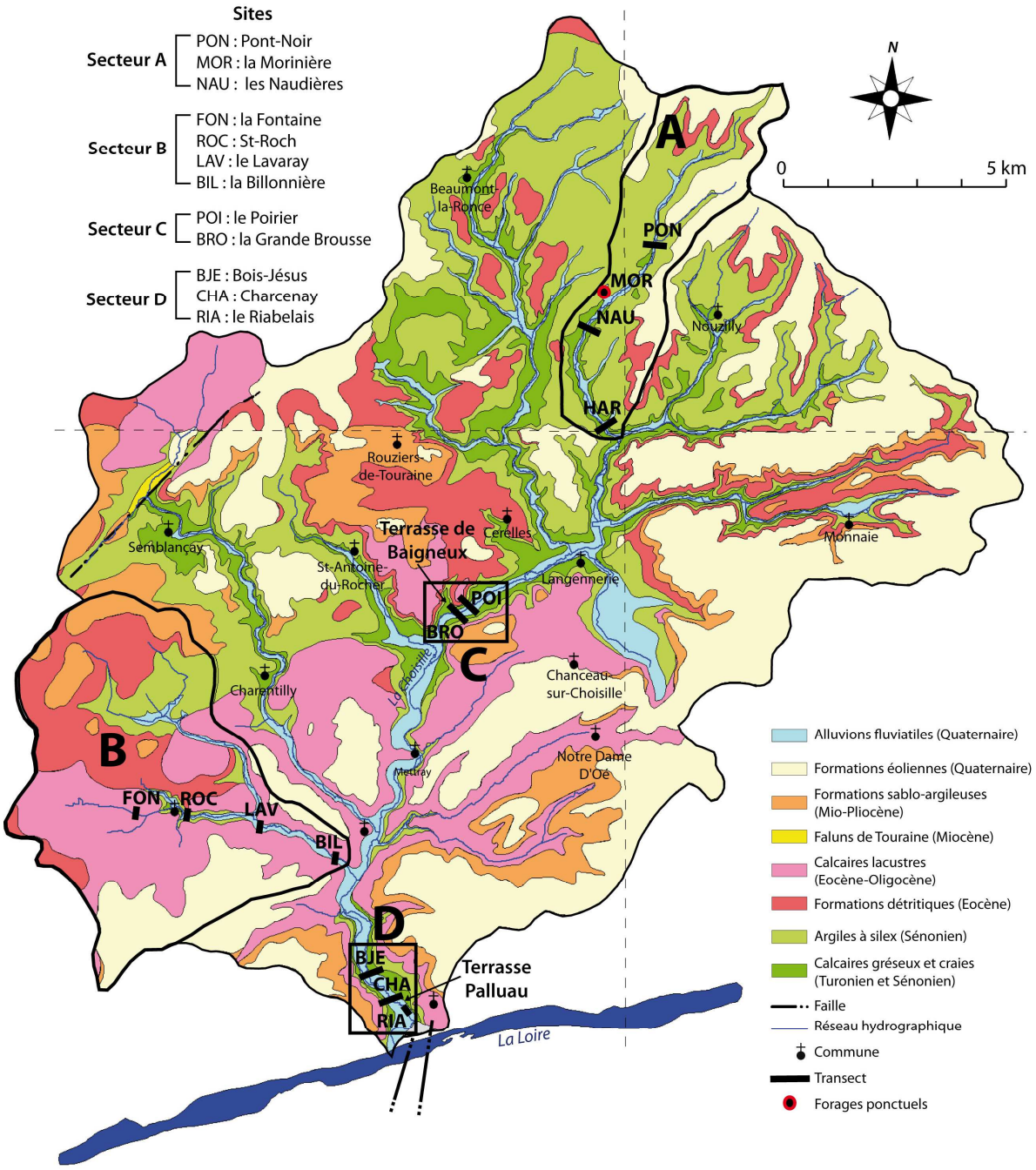


***Figure 1.21** : localisation des secteurs et sites étudiés sur la carte géologique du bassin versant*

L'appellation de ces quatre secteurs par des lettres (A à D) est pratique et permet de mettre en place une hiérarchie entre des sous-bassins possédant des cours d'eau d'ordre

inférieur aux vallées plus étroites (secteurs A et B), et des secteurs de la vallée principale plus large (secteurs C et D).

1.7.2. Présentation des secteurs et sites d'étude

Pour les secteurs A et B, les transects ont été placés sur le cours d'eau principal. Le choix des sites a souvent été conditionné par des contraintes techniques, comme l'accessibilité aux plaines alluviales et la faisabilité des travaux de terrain, ou l'agrément des propriétaires (privés ou publics) des parcelles concernées. Les caractéristiques naturelles des quatre secteurs d'étude sont présentées ci-après.

1.7.2.1. Sous-bassin de la Choisille de Chenusson : secteur A

Le sous-bassin de la Choisille de Chenusson (secteur A) est situé au nord, à l'extrême amont du bassin de la Choisille (Fig. 1.21). Sa surface est de 17 km² et il présente une forme allongée de direction NNE-SSW. La lithologie est homogène et les formations affleurantes sont essentiellement silicatées : argiles à silex majoritaires (47 % de la surface projetée), limons de plateaux (32 % de la surface) et formations détritiques éocènes (8 % de la surface). Les craies crétacées (5 % de la surface) affleurent dans les versants de la moitié aval de la vallée. Les dépôts de fond de vallée représentent 8 % de la surface dans ce secteur.

Le relief est assez marqué (d'environ 70 à 170 m d'altitude) (Fig. 1.22). Au nord, trois têtes de vallons s'amorcent fortement sur le rebord des plateaux pour former la vallée principale où des vallons secs et des talwegs se connectent. La vallée présente une forme légèrement sinueuse qui s'accentue vers l'aval (Fig. 1.22). Elle a une forte dissymétrie dans sa moitié aval, suite à son incision dans les craies, avec un versant de rive gauche, d'orientation variable mais à dominante ouest, plus abrupt. La pente moyenne suivie par la rivière est de 9 ‰ (Fig. 1.19), mais cette moyenne masque une valeur de pente plus forte en amont, dans les argiles à silex (12 ‰ en moyenne), qu'en aval dans les craies sableuses (8 ‰ en moyenne).

Ce sous-bassin présente un caractère rural assez marqué, puisqu'aucune commune n'y est établie, Chenusson étant un lieu-dit. Le sol est essentiellement occupé par des bois et des terres labourées (Fig. 1.17). Le fond de vallée peut être boisé (amont) ou en prairies (aval).

Des écoulements fluviatiles, observés dès les 3 têtes de vallons, alimentent le chenal unique de cette vallée. Ce chenal, d'un linéaire de 10 km, est pérenne et fortement aménagé comme l'illustrent les nombreux étangs qu'il traverse dès sa partie amont.

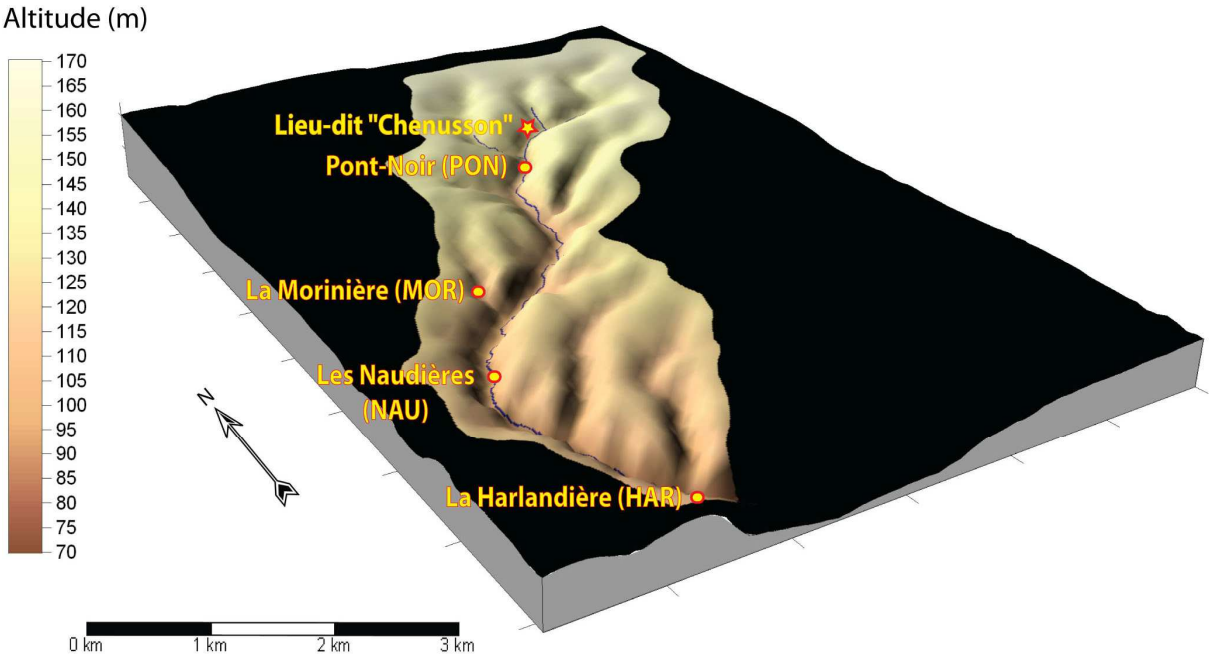


Figure 1.22 *: modèle numérique d'altitudes du sous-bassin de Chenusson (secteur A) et localisation des sites étudiés*

Quatre sites ont fait l'objet de prospections en fond de vallée, du nord vers le sud : Pont-Noir (**PON**, transect lithologique), la Morinière (**MOR**, forages ponctuels et étude géophysique), les Naudières (**NAU**, transect lithologique, études géophysique et palynologique), la Harlandière (**HAR**) (transect lithologique et étude géophysique) (Fig. 1.23).

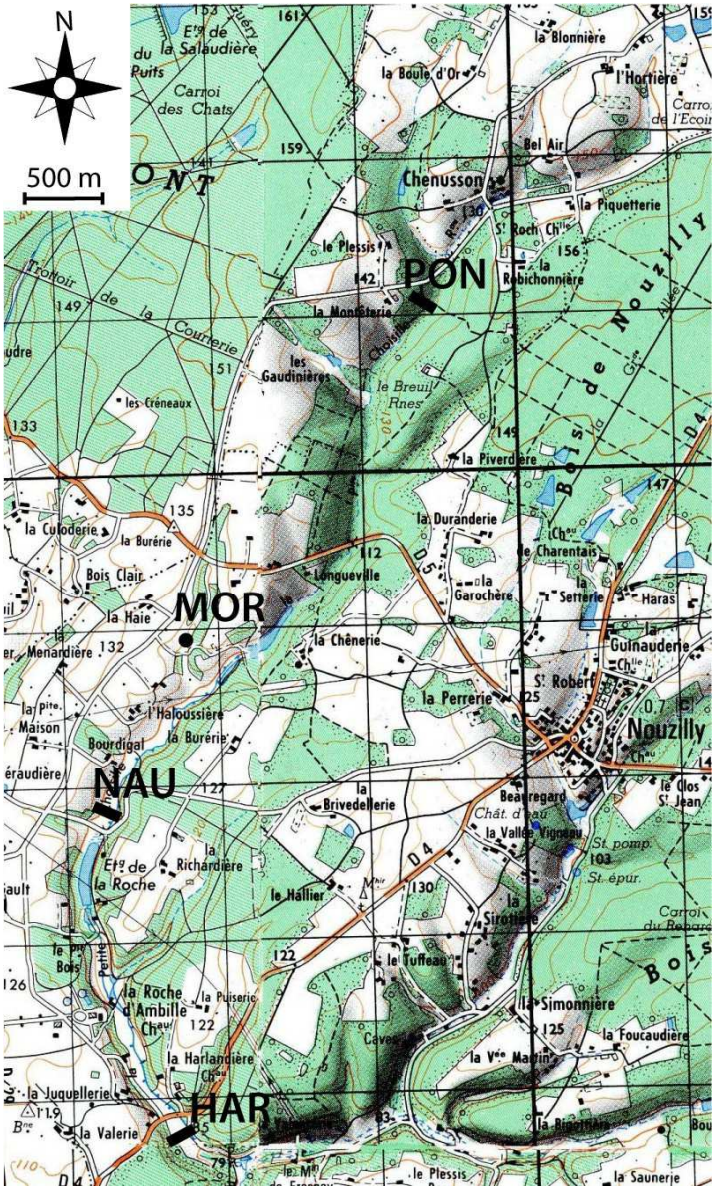


Figure 1.23 *: localisation des sites étudiés dans le secteur A (d'après les cartes IGN au 1/25000^{e})*

1.7.2.2. Sous-bassin de la Choisille de St-Roch : secteur B

Le sous-bassin topographique de la Choisille de St-Roch (secteur B) est situé en partie sud-ouest du bassin. Sa surface est de 28 km² et il présente une forme plutôt triangulaire avec des écoulements globalement orientés vers l'ESE dans sa partie terminale (Fig. 1.18 et 1.21).

La lithologie de ce sous-bassin contraste nettement avec celle du secteur A : dans cette région du plateau de Mettray (Fig. 1.2 et 1.17), les calcaires lacustres éocènes affleurent largement et le fond lithologique est plus contrasté (carbonaté et silicaté, Fig. 1.21). Les

calcaires lacustres éocènes sont majoritaires en superficie (37 %), mais les formations silicatées dominent en proportions cumulées : limons de plateaux (27 %), Eocène détritique (24 %) et sables argileux du Mio-Pliocène (8 %) Les craies du Crétacé affleurent sur 1 % de la surface projetée du sous-bassin et sont observées dans les versants, tandis que les dépôts de fond de vallée représentent 4 % de la surface des formations affleurantes.

Ces caractéristiques lithologiques confèrent de meilleures potentialités agricoles à ce secteur relativement au secteur A. Particulièrement, la céréaliculture est assez pratiquée, mais les prairies, boisements et zones urbanisées sont également importants (Fig. 1.17). En fond de vallée, les prairies dominent.

Dans ce secteur, le relief est compris entre 55 et 105 m d'altitude, et malgré la faible dénivellation, la vallée peut paraître assez encaissée en raison de son étroitesse par endroits (30 à 80 m en fond de vallée). Les vallons d'amont s'encaissent progressivement pour rejoindre la vallée qui présente un aspect assez rectiligne vers St-Roch. En aval de St-Roch, suite à l'apparition dans les versants des formations crétacées (Fig. 1.21), la vallée présente un profil asymétrique avec un versant nord, orienté au sud, plus abrupt. La pente longitudinale du chenal principal est en moyenne de 5 ‰ (Fig. 1.19). Le cours d'eau principal (Choisille de St-Roch) et les affluents ont des écoulements pérennes et sont fortement aménagés (étangs par exemple).

Quatre sites en fond de vallée ont fait l'objet de prospections (transects lithologiques et étude géophysique), de l'amont vers l'aval : la Fontaine (**FON**), St-Roch (**ROC**), le Lavaray (**LAV**), la Billonnière (**BIL**) (Fig. 1.24).

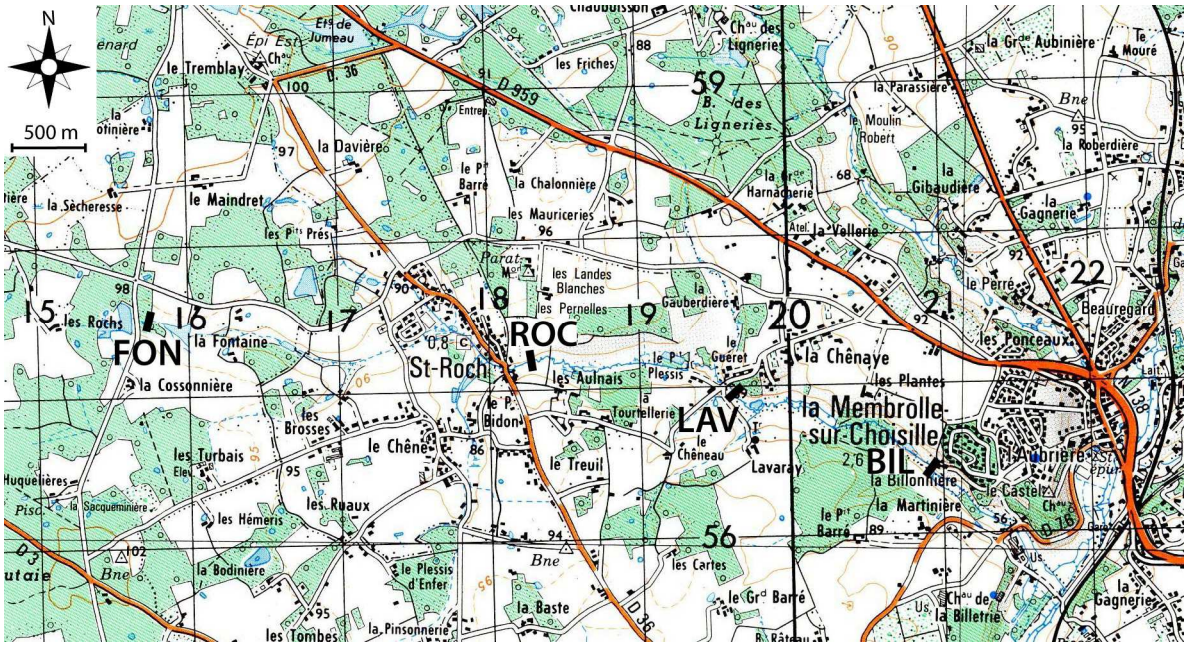


Figure 1.24 *: localisation des sites étudiés dans le secteur B (d'après la carte IGN au 1/25000^{e})*

1.7.2.3. Tronçon en partie médiane de la vallée de la Grande Choisille : secteur C

Le secteur C correspond à un tronçon de vallée situé sur la Grande Choisille, dans la vallée principale, en partie médiane du bassin versant (Fig. 1.21). La surface drainée en amont de ce tronçon est d'environ 140 km², et les caractéristiques lithologiques des secteurs drainés sont proches de celles du secteur A, c'est-à-dire dominées par les matériaux siliceux, les craies crétacées n'affleurant généralement que dans les versants des vallées affluentes (Fig. 1.21 et *cf*. § 1.7.2.1). Ce secteur est situé à la limite entre la région du plateau de Mettray et la gâtine. Comme sur l'ensemble de la Grande Choisille, la pente longitudinale moyenne de la rivière est de 3 ‰ (Fig. 1.19). La vallée est plutôt large (180 à 220 m) et profonde d'environ 60 m ; son fond est occupé par des prairies, peupleraies ou terres labourées.

Deux sites distants de 150 m ont fait l'objet de prospections en fond de vallée, de l'amont vers l'aval : le Poirier (**POI**, transect lithologique et étude géophysique), la Grande Brousse (**BRO**, transect lithologique et étude palynologique réalisés par Cyprien-Chouin *et al.*, 2004) (Fig. 1.21 et 1.25). Une terrasse alluviale, la **terrasse de Baigneux** a été également étudiée : elle a été reconnue lors de fouilles préventives par Pont-Tricoire et Musch (2004) et est située un peu plus haut que le transect BRO, à son extrémité nord-ouest (Fig. 1.25).

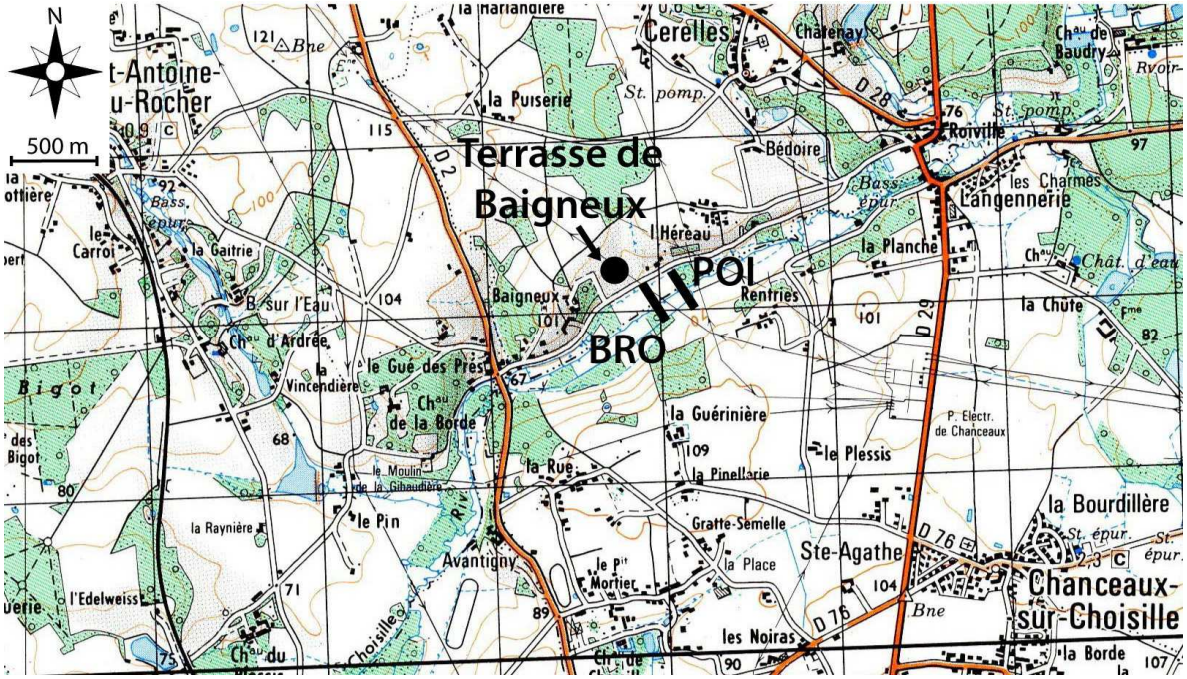


***Figure 1.25** : localisation des sites étudiés dans le secteur C (d'après la carte IGN au 1/25000e)*

1.7.2.4. Tronçon en partie aval de la vallée de la Grande Choisille : secteur D

Le secteur D correspond à un tronçon de vallée en partie aval de la Grande Choisille et donc situé vers l'exutoire du bassin versant (Fig. 1.21). La surface drainée correspond approximativement à la superficie totale du bassin (~ 285 km²) qui comprend les formations lithologiques décrites précédemment (*cf.* § 1.2.2). Le fond de vallée est large (200 à 220 m) et profond d'environ 50 m (Fig. 1.26). Ce secteur est à l'heure actuelle très urbanisé car il est dans l'emprise de l'agglomération tourangelle (Fig. 1.17).

Trois sites ont fait l'objet de prospections en fond de vallée, de l'amont vers l'aval (Fig. 1.27) : Bois-Jésus (**BJE**, transect lithologique et étude géophysique), Charcenay (**CHA**, transect lithologique et études géophysique, palynologique et entomologique) et le Riabelais (**RIA**, transect lithologique et étude géophysique). Une terrasse alluviale, la **terrasse de Palluau** (Fig. 1.27), située sur le versant est de la vallée à proximité du site RIA, a aussi été étudiée.

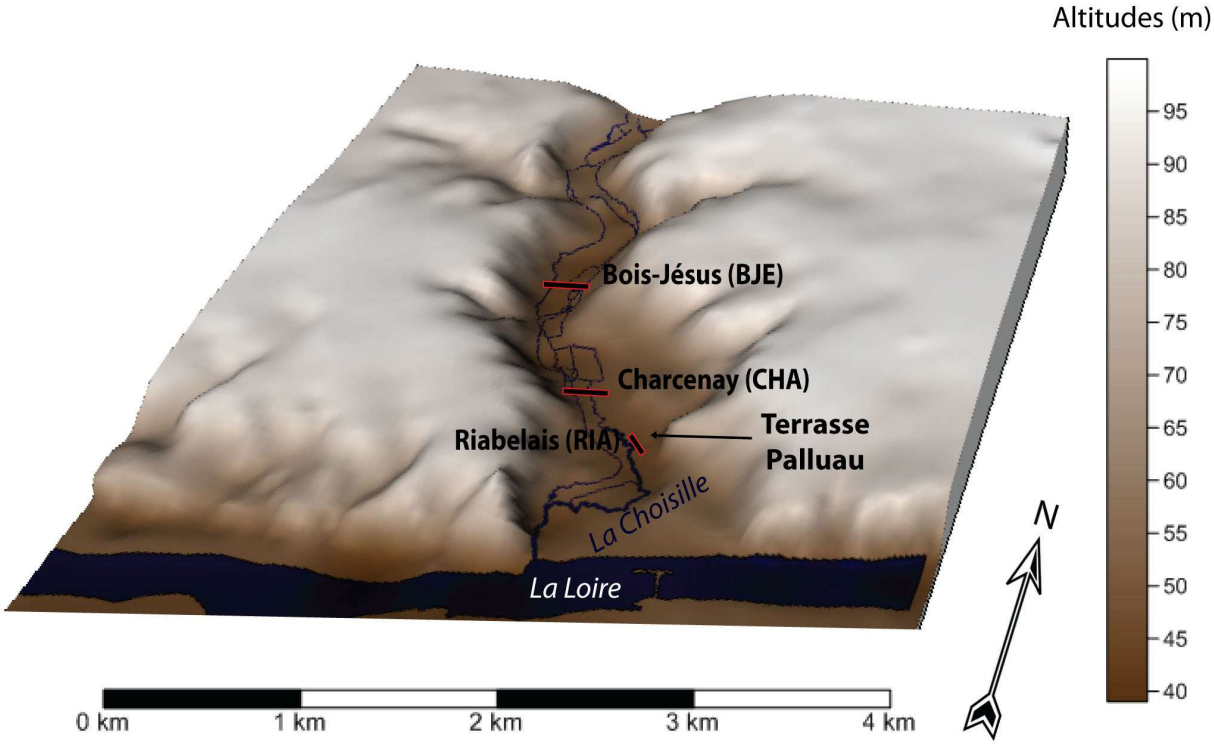


Figure 1.26 *: modèle numérique d'altitudes du tronçon en partie aval de la vallée de la Grande Choisille (secteur D) et localisation des sites étudiés*

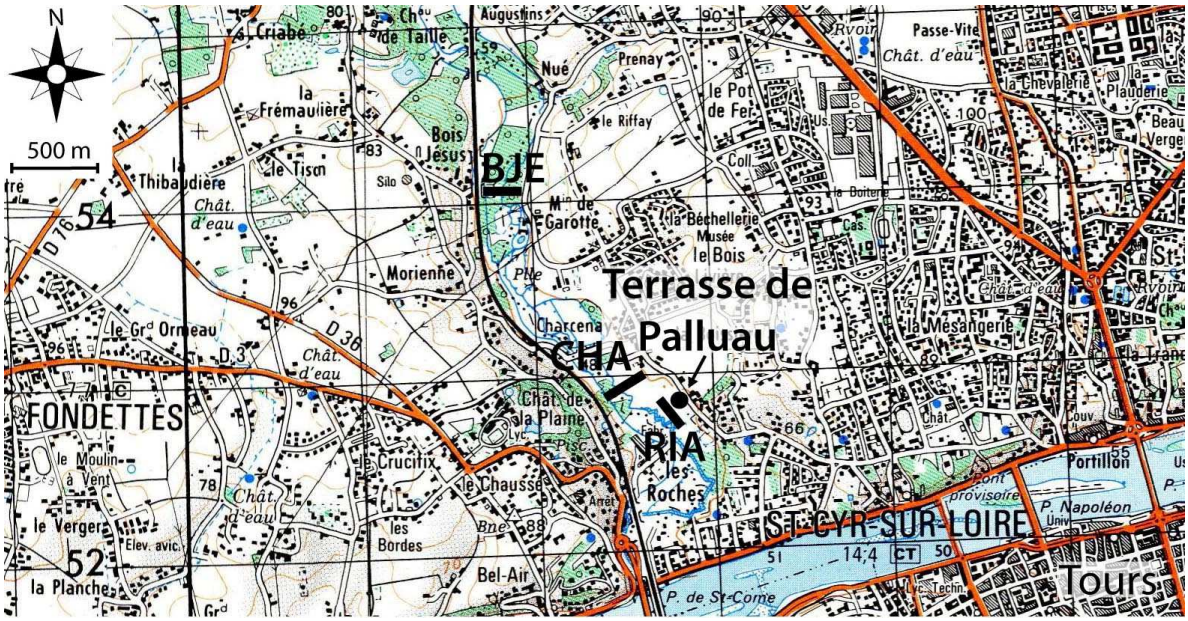


Figure 1.27 *: localisation des sites étudiés dans le secteur D (d'après la carte IGN au 1/25000^{e})*

Chapitre 2. Présentation des résultats de forages et d'analyses : nature, géométrie et âge des dépôts sédimentaires en fond de vallée

Afin de mieux comprendre l'évolution morpho-sédimentaire des fonds de vallées de chaque secteur défini (A à D), les sédiments ont été observés sur des carottes extraites par forages, et des analyses sédimentologiques et datations sont venues préciser ces informations recueillies sur le terrain.

Dans ce chapitre seront tout d'abord exposées les méthodes appliquées à la caractérisation des sédiments (§ 2.1). La notation des faciès sédimentaires utilisée et le cadre chronologique de l'étude seront ensuite précisés (§ 2.2). Puis, par secteur et par site, les résultats des observations de terrain et des analyses sédimentologiques seront présentés (§ 2.3 à 2.6). Enfin, les grandes caractéristiques des différents faciès sédimentaires définis seront résumées (§ 2.7).

2.1. Matériel et méthodes

2.1.1. Travaux de terrain

Dans les quatre secteurs définis, douze sites ont été prospectés en fond de vallée par forages carottés, dont 11 ont fait l'objet d'un transect en fond de vallée (Fig. 1.21). Au total 78 carottes sédimentaires extraites ont été décrites.

2.1.1.1. Positionnement des transects et forages

Sur chaque transect, les forages ont été réalisés en fond de vallée et parfois sur les bas de versants. Ils ont été positionnés suivant des profils plus ou moins perpendiculaire à l'axe des vallées et recoupent toute la plaine alluviale, à l'exception de 2 sites : MOR (secteur A), où seulement deux forages ponctuels ont été réalisés, et RIA (secteur D), où le transect suit un axe grossièrement parallèle à la vallée. Les forages ont été positionnés l'un par rapport à l'autre au décamètre, en utilisant certains repères du paysage pour repérer les points de forage

situés aux extrémités des transects. L'espacement entre les forages sur les transects varie de 5 à 20 m suivant la configuration de la plaine alluviale et la variabilité sédimentaire intra-site. Le plus souvent une équidistance de 10 à 20 m a été privilégiée, moyen terme entre la durée des travaux de terrain et la bonne représentativité de la géométrie du remplissage sédimentaire pour le transect réalisé. L'utilisation d'un GPS classique pour positionner les forages n'a pu être systématique, en raison des difficultés à obtenir un signal sur certain sites encaissés ou boisés. Des essais de positionnement alti-planimétriques des forages avec un DGPS sur certains sites du secteur A se sont également révélés infructueux par manque de signaux satellitaires.

2.1.1.2. Matériel de forage

Un système de carottage à percussion a été utilisé pour tous les forages. Le dispositif est constitué d'un moteur Eijkelkamp® modèle FB60, et d'un jeu de 4 carottiers : 2 x 1 m et 2 x 2 m (diamètre externe dégressif de 100, 75, 60 et 50 mm). Les gouges des carottiers sont en acier d'une épaisseur de 5,2 mm. Un jeu de 6 barres métalliques, de 1 mètre chacune, permet d'enfoncer les carottiers et de les extraire grâce à un système de levier manuel. Ce matériel permet de forer jusqu'à 8 m de profondeur dans des sédiments peu à moyennement indurés.

2.1.1.3. Description et échantillonnage des sédiments

Les descriptions détaillées de la lithologie des carottes sédimentaires, sauf pour le transect BRO, ont été effectuées *in situ* et simultanément par les mêmes opérateurs (Jean-Jacques Macaire, Isabelle Gay-Ovéjéro et moi-même), ce qui limite les biais issus du caractère subjectif des observations de terrain. Différents critères ont été pris en compte dans la description des sédiments :

- **La texture de la fraction minérale**. Elle a été appréciée au toucher. Quand la fraction sableuse était présente, son hétérométrie fut évaluée, ainsi que la ou les classes granulométriques dominantes (sable fin, moyen et/ou grossier). Quand les fractions gravier et/ou galet étaient présentes, la taille maximale approximative des constituants fut estimée.

- **La couleur et le ton**. Ils ont été déterminés à l'ombre, par appréciation des observateurs et comparaison entre les couches de sédiments.

- **La compacité** a été estimée de manière relative entre les différentes couches de sédiments, à la pénétration du couteau.

- **La nature pétrographique** des graviers et galets pour l'identification des formations sources.

- **L'abondance et la nature des débris organiques végétaux**. Leur disposition au sein du sédiment a été décrite lorsqu'elle était caractéristique (végétation « en place »). L'attention a également été portée sur les macro-débris végétaux brûlés (débris charbonneux).

- **L'abondance et la nature des bioclastes** : malacofaune aquatique contemporaine des dépôts (gastéropodes et plus rarement lamellibranches) ou fossiles détritiques exclusivement crétacés.

- **Les concrétions** issues de l'évolution post-dépôt des sédiments (ferrugineuses, manganiques, carbonatées).

- **La structure pédologique** (grumeleuse, polyédrique) dans les couches supérieures.

- **Les structures sédimentaires** (litage) rares dans les alluvions de la Choisille.

- **La présence de carbonates** (test à l'HCl N/6).

Lorsqu'un tassement s'est produit sur quelques centimètres dans le carottier (phénomène inhérent à l'utilisation d'un moteur à percussion), l'épaisseur de tassement a été restituée subjectivement aux couches les plus sensibles (notamment plus argileuses et/ou organiques). Des pertes de sédiments ont également été observées : elles concernent essentiellement des faciès sablo-graveleux peu cohérents qui tombaient parfois à l'extrémité inférieure du carottier lors de la remontée.

Les échantillons ont généralement été prélevés par incréments de 10 cm, valeur modulée suivant les coupures lithologiques observées. Dans les carottiers de diamètre inférieur (60 et 50 mm), l'échantillonnage a pu être effectué par incréments de 20 cm pour disposer de suffisamment de matériel à analyser, en particulier pour des sédiments de granularité plus grossière. Les échantillons ont ensuite été séchés à 40°C.

2.1.1.4. Relevé de la topographie du fond de vallée le long des transects

Sur les transects des secteurs A et B et sur le transect POI (secteur C), l'altitude relative à chaque point de forage a été mesurée avec une précision de 2 cm par levé topographique. Le dispositif utilisé est un théodolite Trimble M3®. Sur les transects, la cote minimale relative mesurée à l'emplacement des forages a été définie comme étant l'altitude de référence (0 cm). La position des couches lithologiques (toit ou mur) a été précisée soit en termes de profondeur par rapport à la surface, soit en termes de cote en référence au 0, point le plus bas du profil topographique défini ci-dessus.

2.1.2. Méthodes d'analyse sédimentologiques

Sur 8 des 11 transects des secteurs A, B et D, 8 forages de références ont été échantillonnés pour être analysés. Sur les autres transects aucune analyse sédimentologique n'a été effectuée. Excepté pour l'analyse de la matière organique par pyrolyse Rock-Eval, j'ai effectué tous les traitements et analyses sédimentologiques avec l'aide de Jean-Paul Bakyono et Isabelle Pène au Laboratoire de Géologie de l'Université de Tours.

2.1.2.1. Traitement et analyse granulométrique des échantillons

L'analyse granulométrique a été effectuée pour préciser l'environnement et l'énergie de dépôt des sédiments. Différentes classes granulométriques ont été distinguées (Fig. 2.1) : argile (< 2 µm), limon fin (2 à 20 µm), limon grossier (20 à 50 µm), sable fin (50 à 200 µm), sable moyen (200 à 500 µm), sable grossier (500 µm à 2 mm), gravier (2 mm à 2 cm) et galet (> 2 cm). Les termes équivalents « limon » et « silt » seront utilisés sans distinction par la suite.

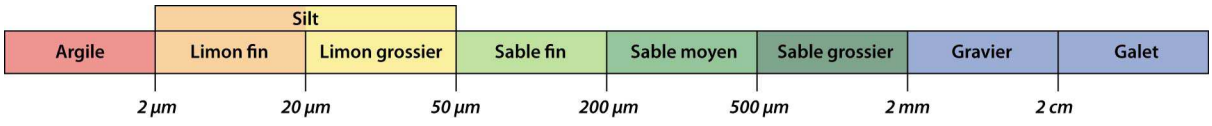


***Figure* 2.1** *: échelle granulométrique utilisée*

Les analyses granulométriques de 245 échantillons prélevés sur les 8 forages de référence ont été réalisées sur des prises d'essai à sec allant de 50 g (échantillons organiques) à 250 g (échantillons sablo-graveleux). Tous les échantillons ont été traités à l' H_2O_2 à 40 % pendant 48 h, afin de déstructurer le sédiment et de détruire en partie la matière organique,

puis ont été séchés (40°C). Au cours des différentes étapes du traitement, la matière organique (MO) figurée a été extraite du bulk sédimentaire manuellement et par flottage puis pesée à sec pour être soustraite lors des calculs ultérieurs. L'analyse granulométrique des sédiments les plus organiques a été souvent problématique car les débris végétaux pouvaient être de petite dimension et difficiles à extraire des fractions granulométriques les plus fines.

Le choix a été fait d'effectuer la granulométrie sur la fraction décarbonatée du sédiment, car les carbonates sont généralement peu abondants et paraissent les plus souvent d'origine secondaire (précipitations post-dépôt), et parce que des fragments de coquilles de mollusques parfois abondants peuvent biaiser les résultats dans les fractions sableuses. Par souci d'homogénéité, tous les échantillons ont donc été traités par ajout initial d'HCl (N/2) (5 ml), puis progressif (1 ml) quand il existait une réaction et jusqu'au terme de celle-ci. Les échantillons ont ensuite décanté et été rincés à l'eau distillée 3 fois, puis séchés (40°C) et pesés. Dans le cas de sédiments à composante sablo-graveleuse, la fraction graveleuse a été extraite du bulk avant l'attaque HCl par lavage sur tamis de 2 mm. Sur le refus de tamis, les éléments carbonatés identifiés ont été extraits manuellement et pesés à sec.

Les échantillons situés entre 0 et 1 m de profondeur sont parfois riches en granules ou nodules d'oxydes de fer précipités ocres. La présence de ces particules est en lien avec les conditions d'oxydo-réduction dans les alluvions, qui dépendent notamment des variations temporelles du niveau de la nappe phréatique dans les alluvions. Ces nodules d'oxydes n'ont donc pas de signification au niveau paléohydrologique et peuvent fausser la granularité initiale du sédiment : ils ont subi une attaque pour dissolution (partielle). La méthode appliquée est inspirée du protocole décrit par Jeanroy (1983) et utilise le réactif de Tamm (1922) (acide oxalique et oxalate d'ammonium, fort pouvoir complexant, pH = 3). Le protocole a été adapté pour permettre de fragmenter et dissoudre les oxydes les plus labiles sur des aliquotes d'une centaine de grammes, non-broyées, par ajout de 100 ml de réactif au bulk, avec agitation dans l'obscurité, à 20°C pendant 48 heures. Après l'attaque, les nodules d'oxydes de fer non dissous, moins résistants que les grains détritiques, ont été plus facilement désagrégés lors des lavages sur tamis, jusqu'à leur disparition presque complète. Certains grains d'oxydes ont pu cependant persister dans la fraction silteuse généralement très dominante.

La granulométrie des fractions > 50 µm (sables et graviers) a été effectuée après séparation des fractions par lavage sur un tamis de 50 µm. Le refus à 50 µm, pesé à sec, a

ensuite été séparé sur une colonne de 4 tamis (50, 200, 500 µm et 2 mm) afin de séparer les classes granulométriques majeures : sables fin, moyen, grossiers, gravier et galet (Fig. 2.1). La teneur en fraction > 2 mm (gravier et galet) n'est qu'approximative. En effet, cette classe granulométrique n'est généralement représentée que dans les couches les plus profondes. La quantité limitée de matériau prélevée (carottier de faible diamètre) et la fragmentation des éléments les plus grossiers par le carottage ne permettent pas une quantification précise des éléments > 2 mm. La fraction < 50 µm (argile, silt) a été analysée avec un microgranulomètre laser (Cilas 920®). Les analyses ont été faites sur des aliquotes de sédiments préparés en une pâte homogène, dispersée ensuite en milieu aqueux dans la cuve du microgranulomètre par agitation avec ajout de quelques gouttes de dispersant (hexamétaphosphate de sodium), puis par ultrasons (1 min). La granularité totale du bulk a été calculée en pondérant les résultats de tamisage et de microgranulométrie par les proportions respectives des fractions inférieure et supérieure à 50 µm obtenues par tamisage.

2.1.2.2. Teneurs des principaux constituants des sédiments

Les teneurs en trois composants principaux ont été déterminées sur les fractions granulométriques < 2 mm : carbonates, matière organique (MO) et silicates+oxydes. Elles sont exprimées en pourcentages de la masse du bulk du sédiment.

La teneur en silicates + oxydes a été obtenue par différence à 100 % avec les teneurs en carbonates et en MO, et ne concerne que les fractions argile, silt et sable.

Les teneurs en carbonates ont été calculées par différence de masse à sec des échantillons avant et après attaque par HCl. Cette mesure a été effectuée lors de la décarbonatation du sédiment pour les analyses granulométriques. La fraction graveleuse est exclue de la quantification des carbonates présentée dans les résultats, qui concerne seulement les fractions sable, silt et argile.

La MO a été analysée sur 154 échantillons par pyrolyse Rock-Eval (Espitalié *et al.*, 1985) à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans par J.R. Disnar et R. Boscadin. L'aliquote utilisée pour la mesure a été prélevée sur une prise d'essai broyée et homogène de 10 g d'échantillon non traité (issu du fractionnement de sous-échantillons), d'où ont été préalablement extraits les fragments ligneux les plus grossiers. Les teneurs en MO en % de la masse du sédiment ont été estimées en multipliant systématiquement par 2 la teneur en carbone organique total (COT) de l'échantillon (Duchaufour, 1983). La pyrolyse Rock-Eval a

aussi permis de déterminer des indices IO et IH permettant de discuter l'origine et l'évolution des constituants organiques.

La composition minéralogique de la fraction argileuse a été déterminée par diffraction des rayons X (DRX) avec un diffractomètre Rigaku®, anticathode Cu (35 kV, 15 A) sur des préparations d'argiles orientées de 271 échantillons au total. La préparation est effectuée après défloculation des échantillons à l'hexamétaphosphate de Na (50 mg/l) puis saturation par l'ion Ca^{2+} avec une solution de chlorure de calcium (100 g/l). Une partie de la suspension a été prélevée entre 0 et 4 cm de profondeur après 2 heures de sédimentation puis déposée sur lame de verre. Les minéraux s'orientent par décantation et évaporation du ménisque d'eau. Trois lames de chaque échantillon ont ensuite été analysées par DRX : (1) lame d'échantillon à l'état brut, (2) lame après saturation des feuillets argileux à l'éthylène glycol (100 mg/l) sous vide partiel et (3) lame après chauffage à 550°C pendant 2 heures. Ces traitements sont nécessaires à une détermination précise des minéraux (Caillère *et al.*, 1982). Une évaluation semi-quantitative en pourcentages de chaque espèce minérale, a été effectuée à partir des surfaces des premiers pics de diffraction (001) (Holtzapffel, 1985). L'analyse de poudre du bulk broyé par DRX n'a pas été réalisée de manière systématique car des essais préliminaires ont montré son manque d'intérêt dû à la présence systématique et quasi exclusive du quartz.

2.1.2.3. Estimation des masses volumiques apparentes

Des échantillons destinés aux mesures de masses volumiques ont été prélevés dans des boites rigides de volume connu, enfoncées avec précautions à l'emporte pièce dans la carotte sédimentaire. Pour les sédiments sablo-graveleux, des incréments connus (en général 20 cm) ont été prélevées dans les carottiers de diamètre connu. Ces échantillons ont ensuite été séchés à 40°C pendant deux semaines. Les masses volumiques apparentes (ρ en $g.cm^{-3}$) de 65 échantillons ont été calculées en divisant la masse sèche de sédiment prélevé par son volume initial dans la boite ou dans le carottier. Cette méthode pratique a déjà été appliquée par Macaire *et al.* (2006).

2.2. Faciès sédimentaires définis et chronologie du remplissage sédimentaire

2.2.1. Faciès sédimentaires définis

Il a été choisi de définir 9 faciès qui rendent compte de la diversité des dépôts observés en forage dans le bassin de la Choisille. Ils ont été définis dans les forages de référence d'après les caractéristiques granulométriques et les teneurs en MO des sédiments, afin d'accorder au mieux l'observation de terrain sur l'ensemble des carottes sédimentaires et les résultats analytiques. Les structures sédimentaires n'ont pas été inclues dans la définition des faciès, car elles sont rares et observées très sporadiquement dans les faciès SiT, TSi ou SaG. Les faciès, définis ponctuellement sur le forage de référence d'un transect, ont été extrapolés à l'ensemble du transect par analogie selon les observations de terrain. Les principales caractéristiques des 9 faciès déterminés sont les suivantes :

- **Sa**bles et **G**raviers hétérométriques (**SaG**) : ≥ 50 % de sables et graviers et ≥ 5 % de graviers.
- **Si**lt **Sa**blo-**A**rgileux (**SiSaA**) : silt-argileux avec ≥ 10 % de sables et < 15 % de MO.
- **Si**lt **A**rgileux peu **o**rganique (**SiAo**) : silt-argileux avec < 10 % de sables et < 5 % de MO.
- **Si**lt **A**rgileux **O**rganique (**SiAO**) : silt-argileux avec < 10 % de sables et 5 % ≤ MO < 15 %.
- **Si**lt **T**ourbeux (**SiT**) : silt-argileux avec 15 % < MO ≤ 40 %.
- **T**ourbe **Si**lteuse (**TSi**) : silt-argileux avec MO > 40 %.
- **F**ormations de **V**ersant (**FV**) : formations hétérométriques (graviers et galets à matrice silto-argilo-sableuse abondante), monogéniques et associées aux versants (apport transversal à la vallée).
- **C**oulées **B**oueuses (**CB**) : formations hétérométriques (graviers et galets à matrice silto-argilo-sableuse abondante) et hétérogéniques, à éléments assez anguleux (apport longitudinal à la vallée).

- **R**emblai **A**nthropique (**RA**) : formations hétérométriques (matrice silto-argileuse plus ou moins-sableuse abondante et éléments grossiers) à fragments d'origine anthropique, le plus souvent des matériaux de construction (terres cuites architecturales, ardoise, fragments de roches, scories).

Les caractéristiques lithologiques et la répartition géométrique détaillées des différents faciès sur l'ensemble des sites prospectés sont présentées ci-après (*cf.* § 2.3 à 2.6). Les valeurs analytiques acquises pour ce travail sont présentées intégralement dans les Annexes 1 à 3.

2.2.2. Chronologie du remplissage sédimentaire

2.2.2.1. Datations ^{14}C

Soixante-deux datations ^{14}C ont été effectuées sur des sédiments organiques et tourbeux, des fragments de bois ou de charbons, par méthode conventionnelle ou par spectrométrie de masse accélérée au Laboratory of Isotope Geochemistry, University of Arizona, Tucson (USA) et au Beta Analytic Inc. Laboratory, Miami (USA) (Tab. 2.1). Le type de matériau analysé est reporté dans le Tableau 2.1 d'après la nomenclature délivrée par le laboratoire d'analyse.

Dans ce manuscrit, les dates sont exprimées en âges calibrés (années calendaires) : ils sont alors notés cal BP et sont reportés avec les dates encadrant la fourchette de probabilité à 2σ (95,4 %) (Tab. 2.1). La conversion des âges ^{14}C BP donnés par le laboratoire d'analyse en âges calibrés BP (années cal BP) a été effectuée en utilisant le logiciel CALIB (version 6.0) (Stuiver et Reimer, 1993) et la base de données de calibration IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009). Deux échantillons du forage NAU1 ont des dates exprimées en pMC (percent of modern carbon) (Tab. 2.2) car ils possèdent plus de ^{14}C que le standard de référence (1950 AD) : la valeur de pMC supérieure à 100 % indique généralement que le matériau analysé a assimilé du carbone après le début des essais nucléaires, dans la décennie suivant 1950 cal AD.

Secteur	Forage	Profondeur (cm)	Code Laboratoire	Age ^{14}C BP	Age calibré BP (2σ)	Matériau	Chronozones
A	PON2	108-112	Beta - 247278	930 ± 40	927 - 744	tourbe	Subatlantique
	PON2	225-230	Beta - 247279	1980 ± 40	2036 - 1826	bois	Subatlantique
	NAU1	95-100	Beta - 231913	810 ± 40	790 - 673	sédiment organique	Subatlantique
	NAU1	150-155	Beta - 231914	1120 ± 40	1168 - 936	sédiment organique	Subatlantique
	NAU1	200-205	Beta - 231915	1200 ± 40	1261 - 1002	sédiment organique	Subatlantique
	NAU1	240-245	Beta - 231916	1240 ± 40	1270 - 1068	sédiment organique	Subatlantique
	NAU1	260-265	Beta - 231917	1150 ± 60	1234 - 935	bois	Subatlantique
	NAU1	270-275	Beta - 231918	1490 ± 40	1514 - 1302	sédiment organique	Subatlantique
	NAU2	300-310	Beta - 247277	10660 ± 60	12714 - 12431	tourbe	Dryas récent
	HAR1	285	Beta - 247275	870 ± 40	907 - 695	tourbe	Subatlantique
	HAR1	366-370	Beta - 247276	3190 ± 40	3549 - 3341	tourbe	Subatlantique
B	ROC2	175-185	Beta - 247280	1040 ± 40	1057 - 804	tourbe	Subatlantique
	ROC3	110-120	Beta - 247281	1080 ± 40	1161 - 929	tourbe	Subatlantique
	ROC3	170-180	Beta - 247282	2750 ± 40	2945 - 2765	tourbe	Subatlantique
	ROC4	80-85	Beta - 247283	930 ± 40	927 - 744	débris calcinés	Subatlantique
	BIL1	80-90	Beta - 247268	160 ± 40	287 - (*)-3	tourbe	Subatlantique
	BIL3	66-70	Beta - 247269	1200 ± 40	1261 - 1002	débris calcinés	Subatlantique
	BIL7	94-100	Beta - 247270	290 ± 40	467 - 155	tourbe	Subatlantique
	BIL8	166-177	Beta - 247271	3350 ± 40	3688 - 3477	bois	Subatlantique
	BIL8	215-220	Beta - 247273	9120 ± 40	10401 - 10208	tourbe	Préboréal
	BIL9	160-175	A 15273	1290 ± 40	1297 - 1093	bois	Subatlantique
	BIL9	225-237	A 14274	8605 ± 55	9690 - 9493	tourbe	Boréal
C	POI3	95-100	A 15270	2165 ± 40	2313 - 2045	tourbe	Subatlantique
	POI3	288-295	A 15275	10585 ± 75	12684 - 12220	tourbe	Dryas récent
	POI4	280-290	A 15271	10080 ± 65	11971 - 11340	tourbe	Préboréal
	POI8	225-230	A 15272	3050 ± 45	3373 - 3082	bois	Subatlantique
	BRO-S1	165-170	A 12966	1670 ± 50	1702 - 1417	tourbe	Subatlantique
	BRO-S1	195-200	A 12965	1710 ± 50	1776 - 1449	tourbe	Subatlantique
	BRO-S1	265-270	A 12967	7025 ± 145	8158 - 7594	sédiment organique	Atlantique
	BRO-S1	345-350	A 12968	9680 ± 65	11226 - 10784	tourbe	Préboréal
	BRO-S1	435-440	A 12969	10680 ± 140	12895 - 12142	tourbe	Fin Alleröd - Dryas récent
	BRO-S8	55-60	A 12970	970 ± 50	966 - 765	sédiment organique	Subatlantique
	BRO-S8	130-135	A 12971	2220 ± 50	2341 - 2124	tourbe	Subatlantique
	BRO-S8	205-210	A 12972	2530 ± 45	2751 - 2461	tourbe	Subatlantique
	BRO-S8	240-245	A 12973	6270 ± 70	7412 - 6987	sédiment organique	Atlantique
	BRO-S8	300-305	A 12974	10980 ± 90	13091 - 12660	sédiment organique	Alleröd
	BRO-S13	60-65	A 12975	1360 ± 45	1349 - 1179	tourbe	Subatlantique
	BRO-S13	100-105	A 12976	2180 ± 55	2335 - 2014	tourbe	Subatlantique
	BRO-S13	170-175	A 12977	2415 ± 35	2698 - 2348	tourbe	Subatlantique
	BRO-S13	190-195	A 12978	2470 ± 45	2714 - 2363	tourbe	Subatlantique
	BRO-S13	230-235	A 12979	2800 ± 60	3069 - 2774	tourbe	Subatlantique
D	BJE5	75-80	A 14041	1635 ± 45	1688 - 1409	bois	Subatlantique
	BJE6	130	A 14042	1575 ± 50	1559 - 1353	bois	Subatlantique
	BJE10	335-340	A 14044	11755 ± 70	13779 - 13418	tourbe	Alleröd
	BJE12	95-100	A 14015	$1550\ ^{+80}/_{-75}$	1606 - 1301	sédiment organique	Subatlantique
	BJE12	110-115	A 14334	1965 ± 35	1992 - 1828	bois	Subatlantique
	BJE12	240-245	A 14335	3100 ± 35	3389 - 3219	bois	Subatlantique
	BJE12	270-275	A 14017	6725 ± 145	7920 - 7327	sédiment organique	Atlantique
	BJE12	335-340	A 14018	$7895\ ^{+190}/_{-185}$	9276 - 8367	sédiment organique	Fin Boréal - début Atlantique
	CHA9	100-105	A 14019	2700 ± 125	3200 - 2373	sédiment organique	Subatlantique
	CHA9	200-205	A 14020	6240 ± 340	7713 - 6319	sédiment organique	Atlantique
	CHA9	263-270	A 14021	8255 ± 85	9439 - 9023	tourbe	Boréal
	CHA9	305-310	A 14023	8625 ± 105	10117 - 9432	tourbe	Boréal
	CHA9	360-365	A 14022	9635 ± 80	11202 - 10743	tourbe	Préboréal
	RIA3	2036	Beta - 231919	1980 ± 40	2036 - 1826	sédiment organique	Subatlantique
	RIA3	90	Beta - 231920	2270 ± 70	2464 - 2067	tourbe	Subatlantique
	RIA3	110	Beta - 231921	3310 ± 40	3636 - 3449	sédiment organique	Subatlantique
	RIA3	140	Beta - 231922	3260 ± 60	3630 - 3376	tourbe	Subatlantique
	RIA3	195	Beta - 231923	4450 ± 70	5291 - 4875	tourbe	Subboréal
	RIA3	240	Beta - 231924	6240 ± 40	7259 - 7015	sédiment organique	Atlantique

***Tableau 2.1** : dates ^{14}C obtenues dans la plaine alluviale.*

Les chronozones sont établies d'après les palynozones régionales (Visset et al., 2005)

Secteur	Forage	Profondeur (cm)	Code Laboratoire	Age ^{14}C pMC	Age réel	Matériau
A	NAU1	15-20	Beta - 231912	101,9 ± 0,5 pMC	post 1950 AD	sédiment organique
	NAU1	50-55	Beta - 243071	102,6 ± 0,5 pMC	post 1950 AD	sédiment organique

***Tableau 2.2** : dates ^{14}C actuelles obtenues dans la plaine alluviale*

2.2.2.2. Datations OSL

Quatre échantillons ont été datés par OSL (Optically Stimulated Luminescence) au Laboratory of the Geological Institute of Hungary (Hongrie) sur la fraction 160-200 µm d'échantillons sablo-graveleux. Les sédiments ont été prélevés dans un tube de PVC contenu à l'intérieur d'un carottier conçu à cet effet, le système permettant de protéger le sédiment de la lumière lors de son extraction et de son transport. Pour chaque échantillon, les doses équivalentes (en gray, noté Gy, avec 1 Gy = 1 J.kg^{-1}) ont été mesurées avec le protocole SAR (Single-Aliquot Regenerative-dose) (Murray et Wintle, 2000, 2003) sur 55 à 58 aliquotes de 100 à 200 grains de quartz (Tab. 2.3), dont la pureté du signal luminescent était suffisant pour la mesure.

Secteur	Echantillon	Profondeur (cm)	Méthode de calcul	Nombre d'aliquotes	Dose équivalente (Gy)	Âge OSL (ka)	Chronozonation
C	POI1	365-375	CAM	58	10,99 ± 0,46	**7,86 ± 0,65**	Atlantique
	POI1	392-402	CAM	58	11,61 ± 0,56	**11,91 ± 1,03**	Dryas récent à Préboréal
D	CHA9	415-425	CAM	58	11,90 ± 0,45	**6,47 ± 0,53**	Atlantique à Subboréal
	CHA9	475-485	MAM	55	65,54 ± 4,80	**44,55 ± 4,58**	Pléniglaciaire weichsélien moyen

***Tableau 2.3** : dates OSL obtenues dans les sédiments sablo-graveleux de la Choisill*e

Suivant les caractéristiques statistiques de la distribution des doses équivalentes, le calcul des âges OSL a été effectué par le laboratoire d'analyse avec le modèle CAM (Central Age Model) dans le cas d'une distribution peu asymétrique des âges de dépôt (3/4 des échantillons) ou le modèle MAM (Minimum Age Model) dans le cas d'une distribution multimodale de constituants d'âges de dépôt différents (1 échantillon, CHA9 475-485) (Galbraith *et al.*, 1999) (Tab. 2.3). Les résultats sont obtenus en années calendaires précédant l'année de la mesure (noté ka).

2.2.2.3. Limites chronologiques utilisées pour l'étude

La présente étude couvre le Quaternaire récent, c'est-à-dire l'époque glaciaire du Weichsélien et l'interglaciaire Holocène. Pour les périodes weichséliennes (hormis le

Tardiglaciaire weichsélien), les limites chronostratigraphiques proposées par Bos *et al.* (2001) ont été choisies car elles sont adaptées au Nord-Ouest de l'Europe dans le consensus scientifique actuel : Eémien (129-111 ka), début Weichsélien (« Early Weichselian » ou « Early Glacial » ; 111-73 ka), Pléniglaciaire weichsélien inférieur (« Early Weichselian Pleniglacial » ou « Early Pleniglacial » ; 73-59 ka), Pléniglaciaire weichsélien moyen (« Middle Weichselian Pleniglacial » ; 59-28 ka) et Pléniglaciaire weichsélien supérieur (« Late Weichselian Pleniglacial » ; limite inférieure à 28 ka) (Fig. 2.2).

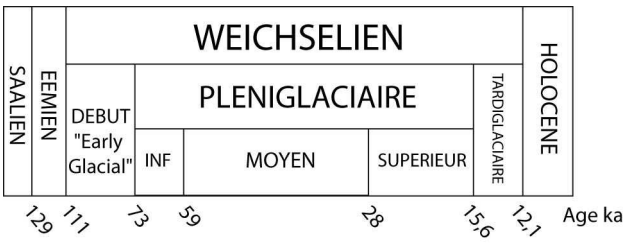


***Figure* 2.2** *: chronozonation utilisée pour le Quaternaire récent.*
Limites chronostratigraphiques de l'Eémien et du Weichsélien d'après Bos et al., 2001, excepté pour les limites du Tardiglaciaire, qui, avec celles de l'Holocène, sont fixées d'après les palynozones régionale établies par Visset et al., 2005

Pour les périodes du Tardiglaciaire weichsélien (« Lateglacial ») (~ 15600-12100 cal BP, noté Tardiglaciaire) et de l'Holocène (12100 cal BP – actuel) (Fig. 2.2 et 2.3), une chronozonation basée sur les palynozones régionales a été privilégiée. En effet les palynozones, établies d'après la végétation elle-même déduite des analyses palynologiques, ne sont pas synchrones dans toute l'Europe en fonction des caractéristiques climatiques régionales, comme montré par Morzadec-Kerfourn (1974) pour l'ouest de la France. Puisque l'étude dans le bassin de la Choisille est en partie basée sur la comparaison de l'évolution de la dynamique fluviatile avec celles du climat et de la végétation, les limites des palynozones régionales établies par Visset *et al.* (2005) (Fig. 2.3) ont été choisies car elles sont adaptées à la France du centre-ouest. La comparaison entre les chronozones régionales et les chronozones conventionnelles tardiglaciaires et holocènes établies par Mangerud *et al.* (1974) est présentée Figure 2.4 à titre indicatif.

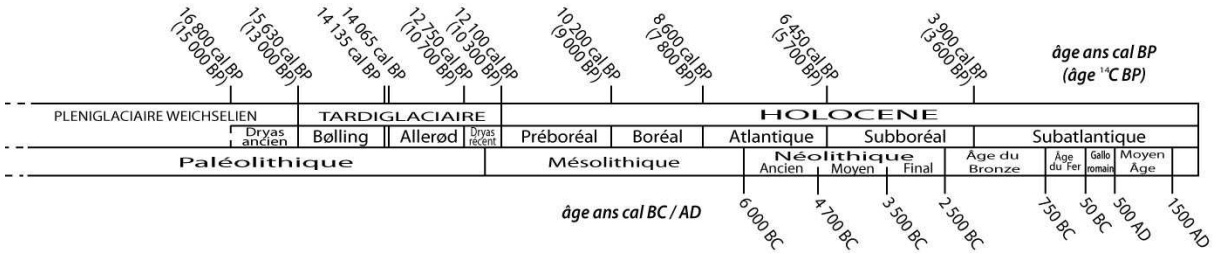


***Figure* 2.3** *: limites des palynozones de la France du centre-ouest et équivalences stratigraphiques et archéologiques (calibré d'après Visset et al., 2005)*

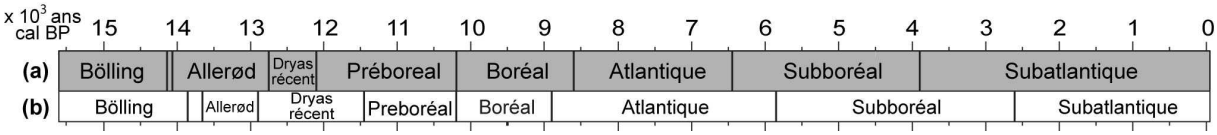


***Figure* 2.4** *: comparaison des chronozones régionales et conventionnelles.*
(a) : chronozones régionales d'après Visset et al. (2005) ;
(b) : chronozones classiques d'après Mangerud et al. (1974)

2.2.2.4. Répartition générale des âges ^{14}C et OSL obtenus

Sur les 62 datations ^{14}C réalisées, les âges obtenus s'échelonnent de manière hétérogène depuis le Tardiglaciaire jusqu'à l'Holocène récent (chronozonation régionale) : Allerød (2 dates), limite Allerød-Dryas récent (1 date), Dryas récent (2 dates), Préboréal (4 dates), Boréal (3 dates), Atlantique (5 dates), Subboréal (1 date) et Subatlantique (43 dates soit ~70 % du total). Ces âges sont replacés dans leur contexte stratigraphique ci-après (*cf.* § 2.3 à 2.6).

Sur les 4 datations OSL obtenues dans des échantillons sablo-graveleux, les âges varient fortement : Pléniglaciaire weichsélien moyen et Atlantique à Subboréal sur la carotte CHA9, Dryas récent à Préboréal et Atlantique sur la carotte POI1 (Tab. 2.3).

2.3. Données sédimentologiques acquises dans le sous-bassin de Chenusson : secteur A

Dans le sous-bassin de Chenusson (secteur A), 3 transects ont été étudiés de l'amont vers l'aval : Pont-Noir (PON, 3 forages), les Naudières (NAU, 5 forages), la Harlandière (HAR, 7 forages) (Fig. 1.21 et 1.23). Deux forages situés dans le vallon sec de la Morinière ont également été réalisés (MOR).

2.3.1. Le site de Pont-Noir (PON)

2.3.1.1. Localisation des forages

Le transect PON, constitué de 3 forages est long de 24 m entre les points de coordonnées « N 47°34'15'' ; E 0°43'56'' » (PON2) et « N 47°34'14'' ; E 0°43'57'' » (PON1) (Fig. 2.5a). Il recoupe un fond de vallée boisé (Fig. 2.5b). La vallée est assez encaissée et dissymétrique, avec le versant orienté vers le nord-ouest plus abrupt. La distance entre les forages est de 12 m.

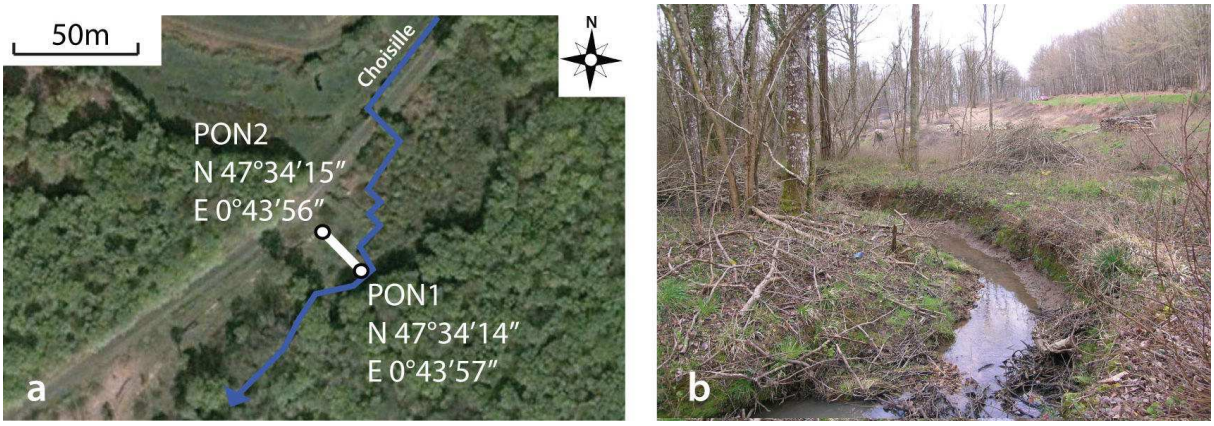


***Figure 2.5** : site PON. (a) vue aérienne de la localisation du transect (source : ©2010 Tele Atlas – ©2009 Google) ; (b) : vue du fond de vallée (regard au sud-ouest vers l'aval)*

2.3.1.2. Description du forage de référence (PON3)

Le forage PON3 a traversé une épaisseur de 263 cm de dépôts au dessus d'argiles à silex solifluées ou en place. Du sommet vers la base on observe (Fig. 2.6) :

- 0-15 cm : silt argileux légèrement sableux (sables fins SF) brun clair à brun noirâtre, un peu organique, présence de racines actuelles. Test HCl négatif (HCl-).
- 15-45 cm : silt argileux légèrement sableux (SF), brun clair homogène, moyennement compact, quelques racines actuelles. HCl-.
- 45-95 cm : silt argileux légèrement sableux, panaché gris et ocre (ocre 70 % de la surface du sédiment en partie supérieure, 50 % en partie inférieure). Quelques concrétions millimétriques ocres. Quelques petites racines. HCl-.
- 95-125 cm : silt argileux légèrement sableux, grisâtre à taches ocres dégressives vers la base (20 à 0 %). Quelques fragments de charbon épars. HCl-.
- 125-160 cm : silt-argilo-sableux (SF) gris moyen légèrement brunâtre, homogène. Quelques fibres végétales. HCl-.
- 160-195 cm : silt argilo-sableux (SF) gris verdâtre moyen avec quelques graviers centimétriques émoussés (Ø 3 cm maximum) de plus en plus nombreux vers le bas. Quelques fibres organiques et petits fragments de charbon. HCl-.

- 195-212 cm : sables et graviers hétérométriques à matrice silto-argileuse gris verdâtre. Les grains sont anguleux à émoussés. Quelques petites fibres organiques et taches ocre. HCl-.
- 212-223 cm : silt argilo-sableux avec quelques graviers, gris brunâtre, nombreuses fibres organiques. HCl-.
- 223-263 cm : matériau hétérométrique. Graviers et galets (Ø 5 cm maximum) émoussés et matrice sablo-silto-argileuse gris verdâtre assez compacte. Rares débris organiques. HCl-.
- 263-500 cm : matériau hétérométrique. Graviers (silex) et galets plus ou moins anguleux ou émoussés et matrice silto-argileuse légèrement sableuse bariolée ocre, jaune et grisâtre et très compacte. HCl-.
- 500-510 cm : graviers (Ø maximum 1 cm), roulés à anguleux à matrice silto argileuse brun clair. HCl-.
- 510-560 cm : Perte de sédiments.
- 560-570 cm : idem 500-510 cm.
- 570-625 cm : idem 263-500 cm, compact.
- Refus de forage à 625 cm.

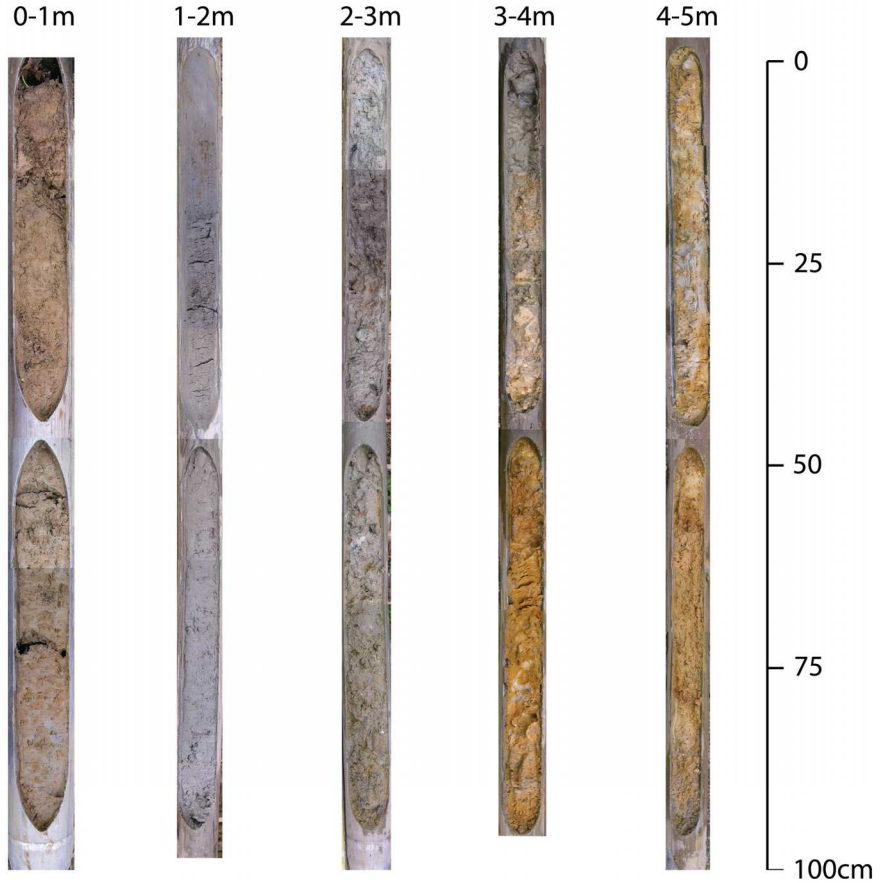


***Figure 2.6** : photographie de la carotte PON3 entre 0 et 5 m de profondeur*

Les observations sur cette carotte montrent l'existence de trois type de matériau : des sédiments fluviatiles silto-argilo-sableux entre 0 et 180 cm, des sédiments fluviatiles sablo-graveleux à matrice silto-argileuse entre 180 et 223 cm, et enfin des argiles à silex solifluées ou en place formant le substrat dessous, jusqu'au moins 625 cm de profondeur.

2.3.1.3. Résultats des analyses sur le forage de référence PON3

Les résultats d'analyse de 29 échantillons, dont 7 situés dans l'argile à silex solifluée ou en place, sont portés sur la Figure 2.7. Les échantillons sont caractérisés par des teneurs en carbonates inférieures à 2 %. L'analyse granulométrique confirme les descriptions de terrain présentées ci-dessus. En considérant les teneurs en MO inférieures à 15 %, deux faciès fluviatiles ont été distingués entre 0 et 223 cm de profondeur selon les critères définis au § 2.2.1 : le faciès SiSaA (silt sablo-argileux) et le faciès SaG (sables et graviers fluviatiles).

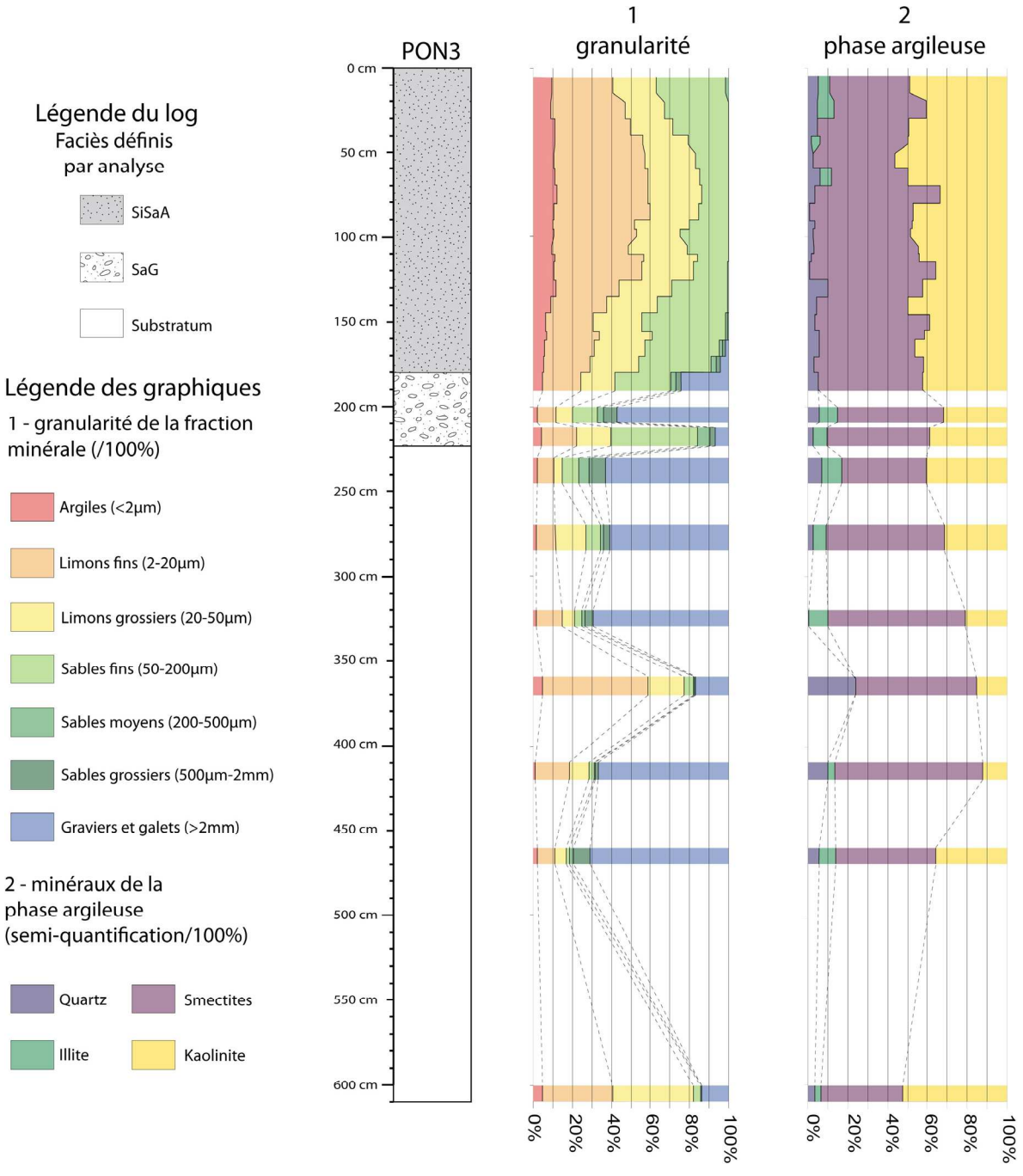


***Figure 2.7** : résultats des analyses dans le forage PON3*

Le **faciès SiSaA**, le plus représenté, est identifié entre 0 et 180 cm de profondeur (Fig. 2.7). Ce faciès présente des couleurs allant du brunâtre au grisâtre-verdâtre. La fraction granulométrique argileuse (< 2 µm) ne représente jamais plus de 12 % de la fraction minérale. Les courbes granulométriques montrent une tendance dans l'évolution des teneurs en limons (2 à 50 µm) avec la profondeur, et principalement des limons fins (LF : 2 à 20 µm) formant un « ventre » entre 40 et 125 cm. La fraction sableuse est très majoritairement dominée par le sable fin (SF : 50 à 200 µm) essentiellement quartzeux. Les autres fractions granulométriques variant peu, les teneurs en SF évoluent anticorrélativement à la fraction LF. Les fractions sables moyen (SM : 200 à 500 µm) et grossier (SG : 500 µm à 2 mm) sont toujours inférieures à 2 %. Les rares graviers observés vers la base de ce faciès marquent la transition vers le faciès SaG sous-jacent.

Le **faciès SaG** se situe à la base du remplissage fluviatile, entre 180 et 223 cm de profondeur (Fig. 2.7). Les 3 échantillons analysés montrent des proportions relatives variables des différentes classes granulométriques. Les teneurs en graviers varient de 7 à 57 % (maximum entre 200 et 210 cm), ce qui conditionne les teneurs relatives des autres fractions granulométriques (LF : 10 à 19 % ; LG : 8 à 18 % ; SF : 13 à 44 %). Les argiles, sables moyen et grossier sont peu abondants et toujours ≤ 7 %. Sur la carotte PON3, le faciès SaG est caractérisé par des proportions variables mais importantes en matrice silto-argileuse (20 à 42 %).

Dans les deux faciès, SiSaA et SaG, la fraction argileuse assez similaire est composée de smectites et kaolinite majoritaires en proportions relatives assez constantes et similaires, de quartz peu abondant et d'illite identifiée au sommet (entre 5 et 70 cm) et à la base (entre 200 et 223 cm) des dépôts fluviatiles (Fig. 2.7).

Les sept analyses effectuées dans l'argile à silex solifluée et/ou en place formant le substrat ont confirmé la prédominance des passées riches en éléments grossiers (Fig. 2.7). Dans les couches plus riches en éléments grossiers, les proportions en graviers (et cailloux) varient entre 61 et 71 % et les teneurs en matrice silto-argileuse entre 15 et 28 %. Dans les passées moins riches en éléments grossiers (360-370 et 600-610 cm), la matrice silto-argileuse est majoritaire (respectivement 77 et 82 %) et la fraction sableuse, comprise entre 4 à 25 %, est en moyenne inférieure à 12 %. Le cortège de minéraux argileux est similaire à celui des faciès SiSaA et SAG ; cependant, l'illite y est observée plus régulièrement (absente dans 1 échantillon) et les smectites diffractent généralement plus fortement.

2.3.1.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect PON

Le forage PON3 est représentatif de la distribution des faciès assez uniforme le long de ce court transect (Fig. 2.8). Dans les 3 forages réalisés, le substrat argilo-siliceux a été rencontré entre 220 et 250 cm. Dans le forage PON2, la craie sénonienne altérée a été rencontrée à 675 cm de profondeur. Au dessus du substrat qui présente un creusement homogène, 3 faciès fluviatiles ont été identifiés : SaG, SiSaA et SiT.

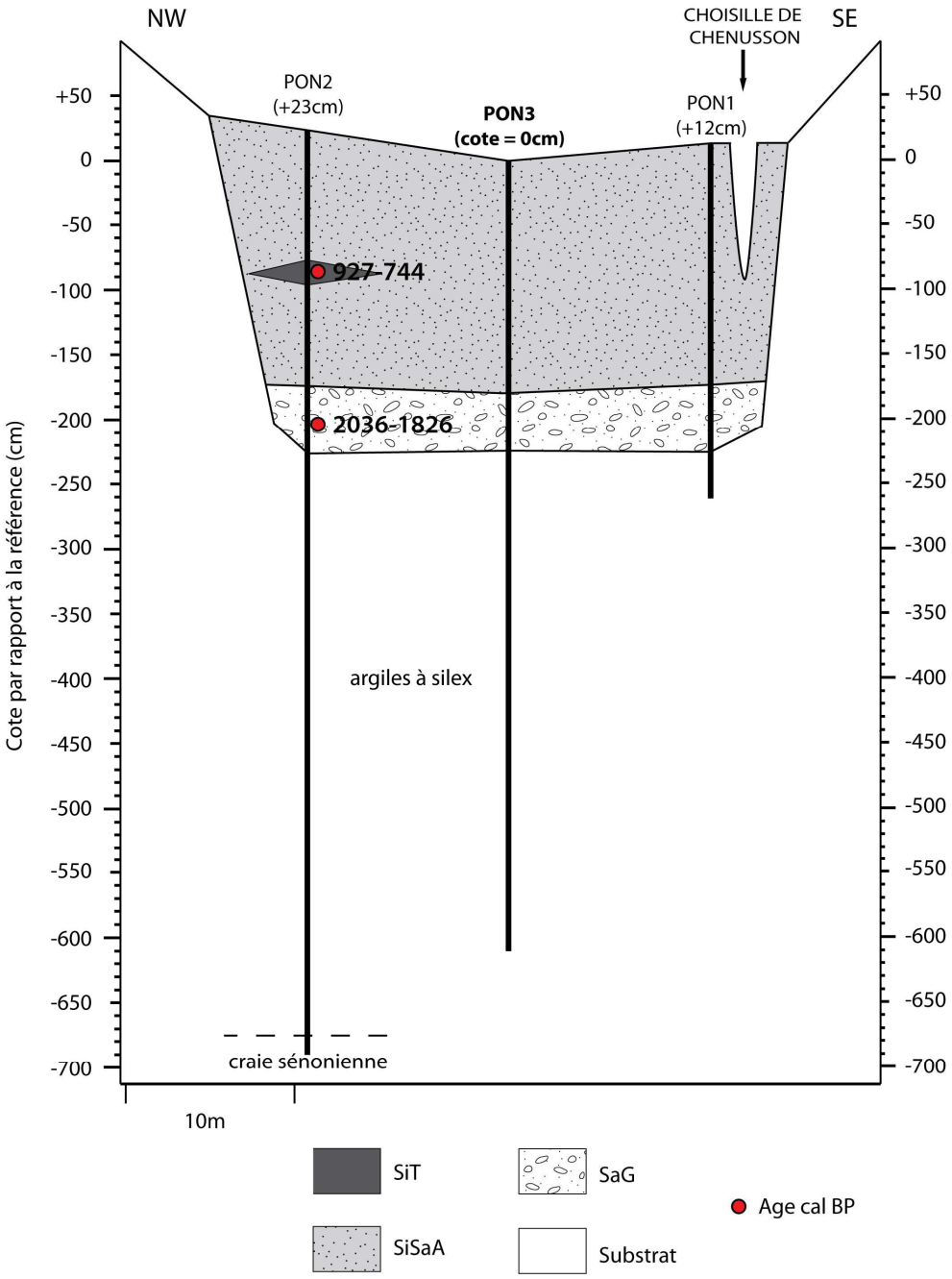


***Figure 2.8** : transect lithologique sur le site PON*

Le faciès **SaG** est présent à la base du remplissage fluviatile sur tous les forages, où il repose sur les argiles à silex entre 220 et 250 cm de profondeur, avec une épaisseur assez constante de 40 à 50 cm. Sur le forage PON2, le sédiment a été daté de 2036-1826 cal BP entre 225 et 230 cm de profondeur (cote -202 à -207 cm). Ce sont des sables et graviers siliceux hétérométriques, à matrice silto-argileuse gris brunâtre à gris verdâtre, pouvant contenir des éléments organiques figurés (fibres végétales, fragments ligneux).

Le faciès **SiSaA** recouvre le faciès SaG sur tous les forages et constitue la majeure partie du comblement alluvial fin. C'est un silt sablo-argileux à sables quartzeux, de couleur brunâtre à taches et concrétions millimétriques ferrugineuses ocres entre 0 et 50 cm, et grisâtre à gris verdâtre dessous. Ce sédiment peut contenir des graviers épars (< 5 % du bulk) et des éléments organiques figurés peu à moyennement abondants. Sur PON2, entre 160 et 180 cm de profondeur (cote -137 à -157 cm), des débris calcinés sont observés.

Le faciès **SiT**, observé sur PON2 entre 100 et 120 cm de profondeur (cote -77 à -97 cm), a été daté de 927-744 cal BP entre 108 et 112 cm de profondeur (cote -85 à -89 cm). Cet horizon bien apparent dans la carotte sédimentaire est un silt tourbeux brun foncé riche en fragments de bois et dépourvu de carbonates.

En résumé, le transect PON montre une lithologie simple : sur le faciès SaG mince à la base du remplissage repose un faciès silto-sablo-argileux (SiSaA) qui constitue l'essentiel du comblement fluviatile. Ponctuellement, des lentilles de sédiments silto-tourbeux (faciès SiT) peuvent s'intercaler dans la sédimentation. Les 2 dates ^{14}C obtenues ont livré des âges du Subatlantique (Fig. 2.8 et Tab. 2.1).

2.3.2. Le site des Naudières (NAU)

2.3.2.1. Localisation forages

Le transect NAU (Fig. 1.21 et 1.23) a été réalisé en fond de vallée et en bas de versant sur une longueur de 70 m entre les points de coordonnées « N 47°32'18'' ; E 0°42'12'' » et « N 47°32'17'' ; E 0°42'15'' » (Fig. 2.9a). Le profil recoupe en rive gauche de la Choisille de Chenusson une étroite plaine alluviale colonisée par les carex (Fig. 2.9b), tandis qu'en rive droite il traverse une plaine alluviale herbacée et le bas du versant cultivé. La vallée est assez encaissée et dissymétrique, avec le versant orienté vers le nord-ouest plus pentu. Ce transect comprend de 5 forages distants de 6 à 20 m les uns des autres. Le forage NAU1P, situé à 50 cm du forage de référence NAU1 et de stratigraphie identique, a fait l'objet de prélèvements pour datations ^{14}C et analyses palynologiques (*cf.* § 4.1.2).

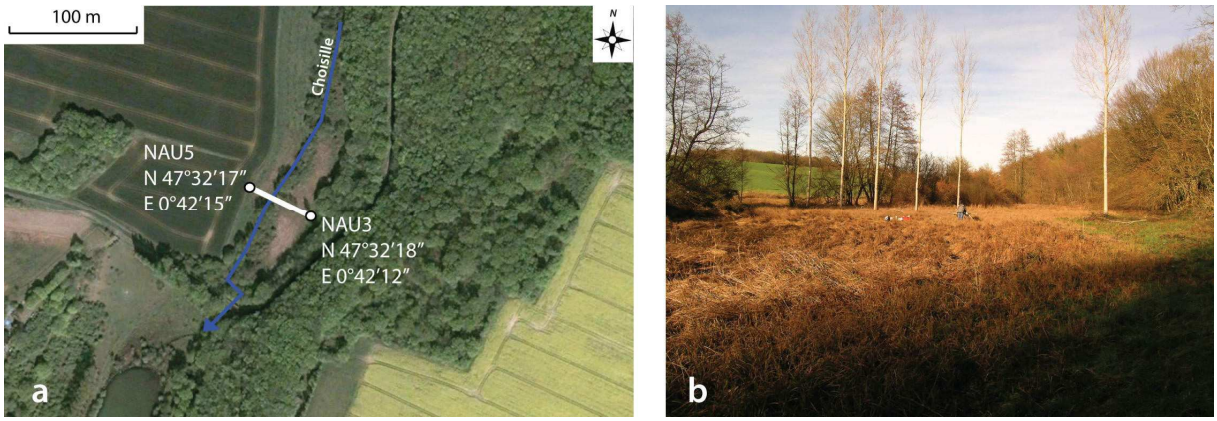


Figure 2.9 *: site NAU. (a) : vue aérienne de la localisation du transect (source : ©2010 Tele Atlas-©2009 Google) ; (b) : vue du fond de vallée (regard vers le nord)*

2.3.2.2. Description du forage de référence (NAU1)

Le forage de référence NAU1 a traversé une épaisseur de 343 cm de sédiments fluviatiles reposant sur la craie crétacée. Il comprend (Fig. 2.10) :

- 0-15 cm : silt argileux brun foncé devenant plus clair vers la base. Racines actuelles. HCl-.
- 15-22 cm : transition. Débris de charbon et de bois. Quelques racines actuelles. HCl-.
- 22-48 cm : silt argileux brun clair. Tiges végétales subverticales, rares traces d'oxydation (mm) et de fragments de coquilles de gastéropodes. HCl-.
- 48-60 cm : silt argileux bariolé grisâtre (40 %) et ocre (60 %), très plastique. Rares tiges végétales.
- 60-70 cm : transition.
- 70-100 cm : silt argileux grisâtre, plastique à crémeux. Passées plus riches en tiges ligneuses (Ø maximum 2 cm) et petites fibres végétales verticales (racines) vers 80 cm et 95-100 cm. HCl-.
- 100-200 cm : silt argileux grisâtre moyen un peu sableux (SF), surtout vers la base où sont identifiées des concrétions carbonatées. Débris organiques sur toute l'épaisseur : petites fibre (racines), tiges ligneuses (Ø maximum 2 cm). HCl- sauf concrétions.
- 200-305 cm : silt argileux de plus en plus sableux vers la base (SF-SM), grisâtre moyen. MO figurée à tous les niveaux. Fragments ligneux plus abondants vers la base (270-305 cm). Un fragment de charbon à 194 cm. HCl-.
- 305-343 cm: graviers siliceux hétérométriques (Ø maximum 4 cm) et sables à matrice silto-argileuse beige-jaunâtre assez abondante. Fragments de tuffeau à la base. HCl+.
- 343-385 cm: tuffeau jaune sableux. HCl+. Substrat.

Sur le substrat crayeux reposent 343 cm de dépôts fluviatiles de deux types : des sédiments fluviatiles à dominante fine silto-argileuse plus ou moins sableuse et des sédiments fluviatiles grossiers sablo-graveleux à matrice silto-argileuse peu abondante.

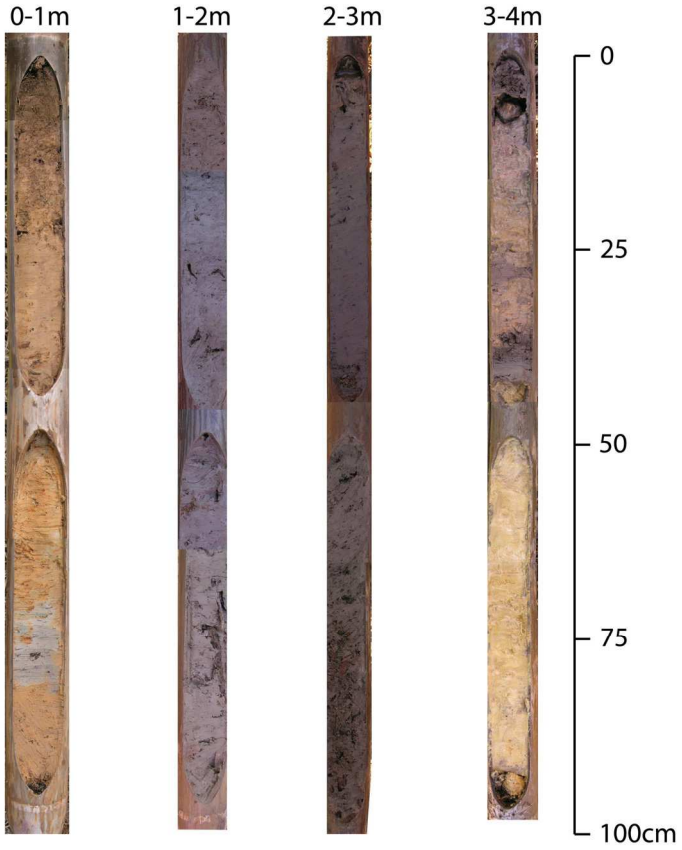


***Figure 2.10** : photographie de la carotte NAU1 entre 0 et 4 m de profondeur*

2.3.2.3. Résultat des analyses sur le forage de référence NAU1

L'analyse de 32 échantillons a permis de déterminer 3 faciès fluviatiles entre 0 et 343 cm de profondeur : silt sablo-argileux (SiSaA) dominant, silt argileux peu organique (SiAo) et sables et graviers fluviatiles (SaG) à la base de la colonne sédimentaire (Fig. 2.11).

L'essentiel du sédiment est détritique et la teneur en MO varie peu : elle est ≤ 6 % entre 15 et 220 cm (faciès SiSaA et SiAo) et ≤ 8 % entre 220 et 305 cm (faciès SiSaA). Les teneurs en carbonates sont faibles dans les 3 faciès (< 3 %), sauf entre 265 et 285 cm (faciès SiSaA) où les valeurs plus importantes (9 et 5 %) sur deux échantillons confirment l'existence des petites concrétions carbonatées (Ø < 2 mm) observées sur le terrain. Entre 350 et 360 cm, le substrat (craie turonienne) contient 72 % de carbonates.

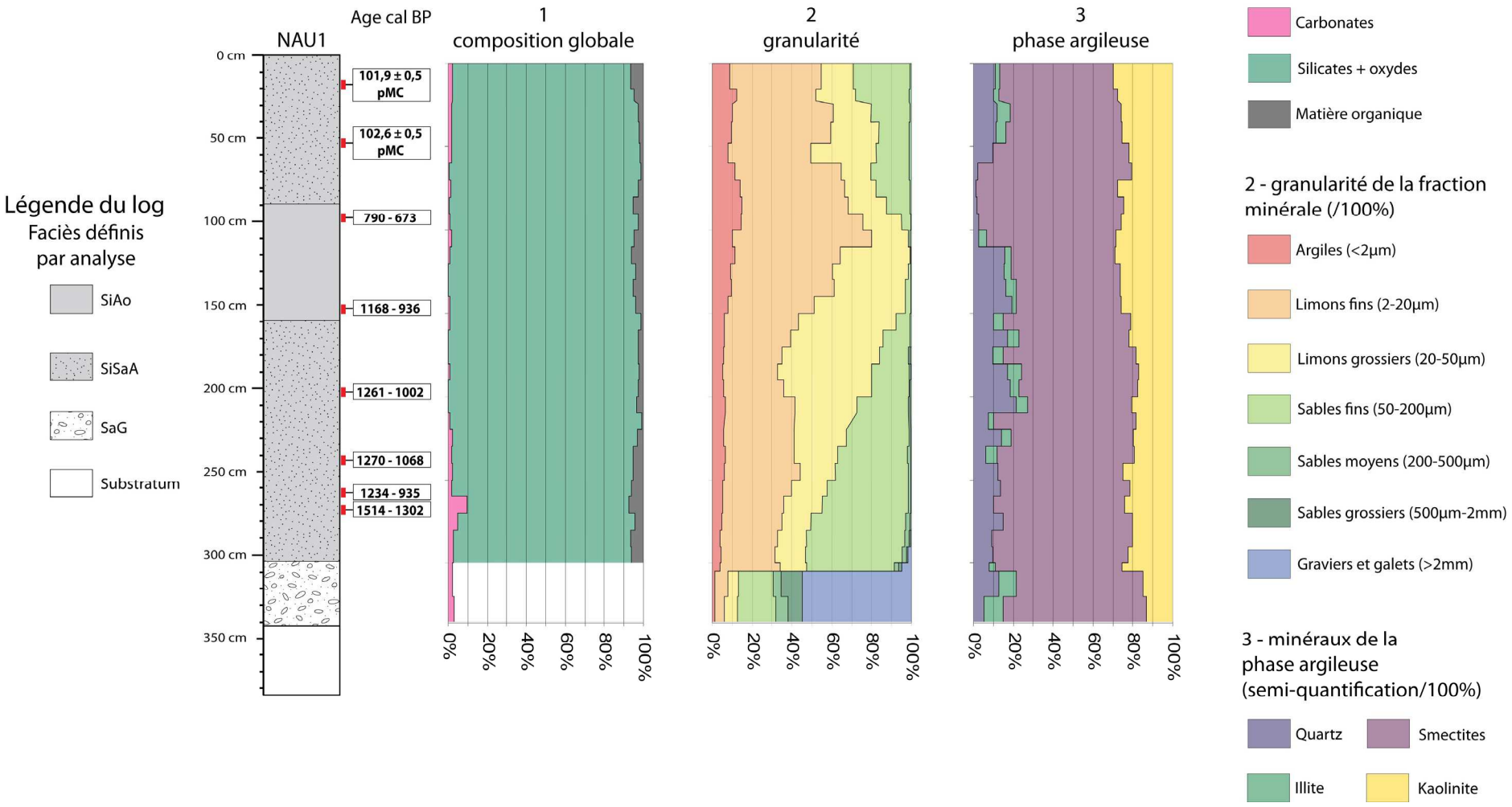


Figure 2.11 *: résultats des analyses dans le forage NAU1*

Dans le faciès **SiSaA**, les fractions argileuse et limoneuse sont globalement plus abondantes entre 0 et 90 cm (respectivement 6 à 15 % et 59 à 75 %) qu'entre 160 et 305 cm de profondeur (respectivement 4 à 6 % et 43 à 80 %) et la fraction sableuse, presque intégralement constituée de sables fins quartzeux, est < 30 % entre 0 et 90 cm et < 55 % entre 160 et 305 cm (Fig. 2.11). Les teneurs en sable fin sont anticorrélées avec les teneurs en limon.

Dans le faciès **SiAo**, situé entre 90 et 160 cm de profondeur, la fraction argileuse est en quantité similaire au faciès SiSaA, mais la fraction limoneuse est plus importante (80 à 89 %) et dessine un « ventre » granulométrique anticorrélé avec les teneurs en SF.

Le faciès **SaG** est situé à la base de la carotte, entre 305 et 343 cm. Dans les deux échantillons analysés, la quantité d'éléments > 2 mm est de 55 %. La fraction sableuse est abondante et constituée majoritairement de SF (18 et 19 %), avec quelques SM (4 et 6 %) et des SG (7 à 11 %). La fraction limoneuse (13 %) contient des proportions équivalentes de LF (5 à 7 %) et de limons grossiers (LG : 5 à 7 %), tandis que la fraction argileuse est peu représentée (< 1 %).

Bien que peu abondante, la phase argileuse est de composition homogène dans les 3 faciès, avec les smectites dominantes et la kaolinite (Fig. 2.11). L'illite, identifiée dans tous les faciès, n'est cependant pas systématique dans les faciès SiSaA et SiAo. Le quartz, également nettement identifié dans tous les faciès, devient très peu abondant dans les niveaux plus riches en argiles granulométriques (entre 70 et 110 cm notamment).

Les masses volumiques apparentes ont été mesurée sur 22 échantillons de la carotte NAU1 dans les faciès SiSaA et SiAo (Tab. 2.4). Les valeurs varient entre 0,9 et 1,3 $g.cm^{-3}$ dans le faciès SiSaA (1,1 $g.cm^{-3}$ en moyenne) et entre 0,8 et 1,1 $g.cm^{-3}$ dans le faciès SiAo (0,9 $g.cm^{-3}$ en moyenne).

Profondeur (cm)	ρ (g.cm^{-3})	Faciès
7-14	**1,2**	SiSaA
23-30	**1,3**	SaSaA
53-60	**1,1**	SiSaA
77-84	**1,1**	SiSaA
105-110	**1,0**	SiAo
110-115	**0,8**	SiAo
115-120	**0,8**	SiAo
123-128	**0,9**	SiAo
128-133	**0,9**	SiAo
133-138	**1,1**	SiAo
163-167	**1,2**	SiSaA
174-179	**1,2**	SiSaA
179-184	**1,1**	SiSaA
184-189	**1,1**	SiSaA
222-227	**1,0**	SiSaA
227-232	**1,1**	SiSaA
232-237	**0,9**	SiSaA
252-257	**1,0**	SiSaA
257-262	**1,0**	SiSaA
262-267	**1,0**	SiSaA
274-279	**0,9**	SiSaA
279-284	**0,9**	SiSaA

***Tableau 2.4** : valeurs de la masse volumique apparente des sédiments (ρ en g.cm^{-3}) dans la carotte NAU1*

2.3.2.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect NAU

La carotte NAU1 est assez représentative des faciès dominants, strictement fluviatiles, le long du transect NAU (Fig. 2.12). Elle reflète cependant moins bien la nature des dépôts à proximité des versants. Sur l'ensemble du transect, 4 faciès fluviatiles ont été identifiés : SiSaA, SiAo, SiT et SaG. Trois autres faciès non fluviatiles ont été observés, notamment dans les forages effectués en bordure de la plaine alluviale : coulée boueuse (CB), formations de versant (FV) et remblai anthropique (RA).

La craie turonienne a été rencontrée à la base du remplissage dans tous les forages entre 300 et 508 cm de profondeur, la forme de son toit étant plutôt régulière. Sur le substrat reposent soit le faciès SaG (NAU1, NAU2 et NAU3) soit le faciès FV (NAU4 et NAU5).

Le faciès **SaG**, dont la surface du toit est assez régulière, présente des caractéristiques très similaires à celles décrites pour la carotte NAU1 entre 305 et 343 cm. Il est situé à la base du remplissage sédimentaire, et dessus peuvent reposer les faciès SiSaA (forage NAU1), SiT (forage NAU2) ou CB (forage NAU3).

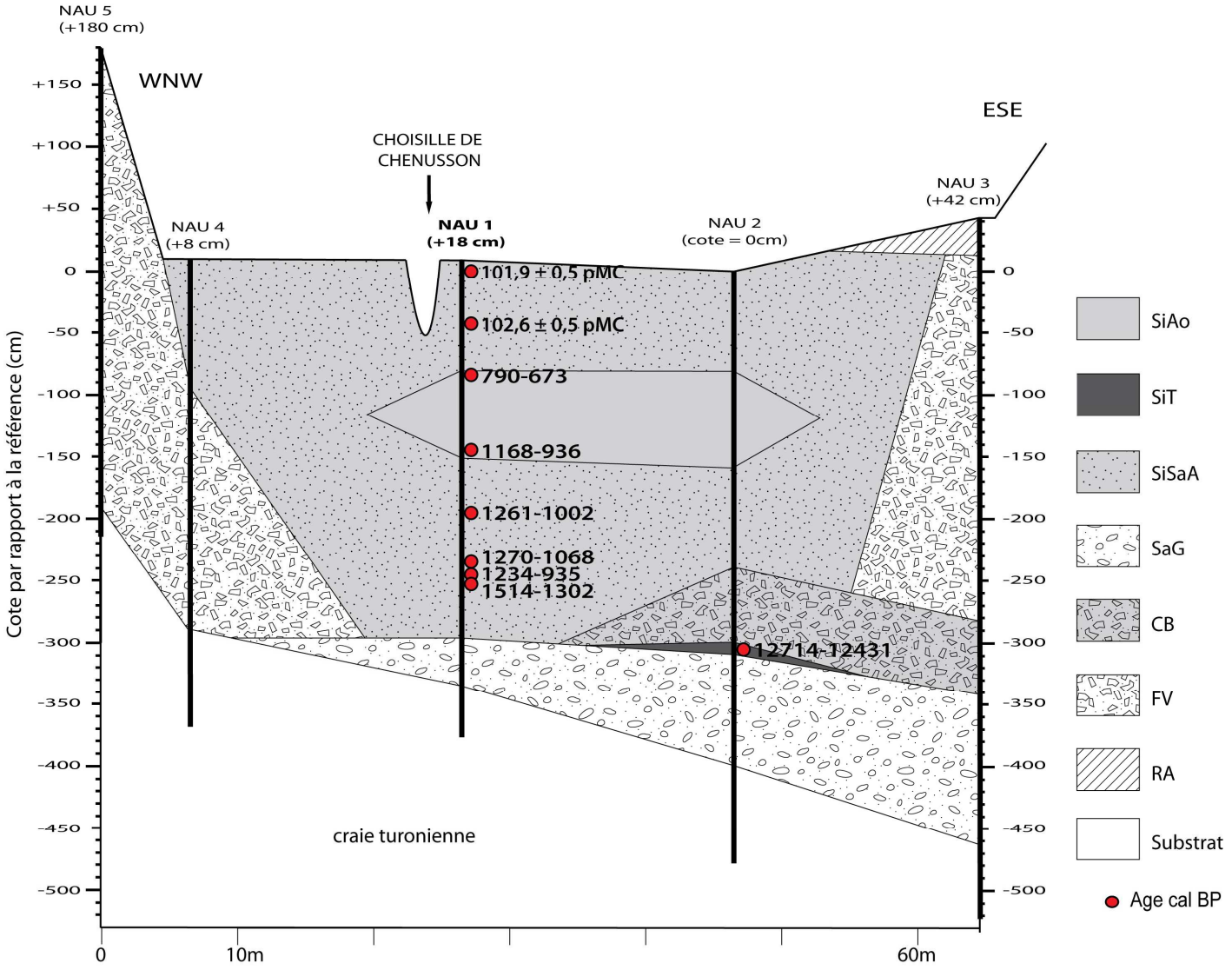


Figure 2.12 *: transect lithologique sur le site NAU*

Comme décrit dans le forage NAU1, l'essentiel du comblement alluvial est constitué du faciès **SiSaA**. Il renferme une lentille de faciès SiAo reconnu dans NAU1 et NAU2. Le faciès SiSaA repose soit sur SaG (NAU1), soit sur CB (NAU2). Ce faciès est daté sur NAU1 de 1514-1302 cal BP (fin de l'Antiquité, début du Haut Moyen-Âge) entre 270 et 275 cm de profondeur (cote -252 à -257 cm sur le transect), de 1234-935 cal BP (Haut Moyen-Âge) entre 260 et 265 cm (cote -242 à -247 cm), de 1270-1068 cal BP (Haut Moyen-Âge) entre 240 et 245 cm (cote -222 à -227 cm), de 1261-1002 cal BP (Haut Moyen-Âge) entre 200 et 205 cm de profondeur (cote -182 à -187 cm), de 102,6 ±0,5 pMC entre 50 et 55 cm (cote -32 et -38 cm) et de 101,9 ± 0,5 pMC entre 15 et 20 cm (cote +3 à -2 cm) (post 1950 cal AD) (Tab. 2.1 et 2.2). C'est un silt argileux plus ou moins sableux, brunâtre à taches ocres et concrétions ferrugineuses millimétriques entre environ 0 et 1 m de profondeur, grisâtre en dessous. Le matériau peut être très plastique, avec des éléments organiques figurés sous forme de fibres généralement peu abondantes et de rares concrétions carbonatées.

Le faciès **SiAo** est intercalé en lentille dans le faciès SiSaA dans les forages NAU1 et NAU2. Dans le forage NAU1, il est daté de 1168-936 cal BP (Haut Moyen-Age) entre 150 et 155 cm de profondeur (cote -132 à -137 cm sur le transect) et de 790-673 cal BP (Moyen-Âge central - Bas Moyen-Âge) entre 95 et 100 cm (cote -77 à -82 cm) (Tab. 2.1). C'est un silt argileux grisâtre, plastique, à éléments figurés organiques (fibres notamment) peu abondants, avec de rares concrétions carbonatées.

Le faciès **FV**, caractérisé par des dépôts hétérométriques et monogéniques, repose directement sur le substrat dans la partie WNW du transect à proximité du versant (Fig. 2.12). Il est composé d'éléments grossiers (silex et éléments siliceux anguleux à émoussés, fragments calcaires) dont le diamètre peut atteindre 5 cm, et d'une matrice silto-argilo-sableuse assez abondante et très compacte de couleur brunâtre à grisâtre-verdâtre ou bleuâtre. Ce faciès constitue l'intégralité des dépôts observés dans la carotte NAU5 (370 cm d'épaisseur) et une majeure partie des dépôts de la carotte NAU4 (195 cm d'épaisseur). Il a été également observé sur la carotte NAU3 au pied du versant ESE (295 cm d'épaisseur).

Une mince lentille du faciès **SiT** (10 cm d'épaisseur), silt tourbeux grisâtre foncé très riche en fibres organiques, repose au dessus de SaG dans la carotte NAU2 entre les cotes -300 et -310 cm. Une datation de ce dépôt a livré un âge de 12714-12431cal BP (Dryas récent) (Tab. 2.1)

Le faciès **CB** recouvre la lentille de SiT sur le forage NAU2 et le faciès SaG dans le forage NAU3 sur une épaisseur ≤ 60 cm. Il est caractérisé par une matrice silto-sablo-argileuse gris beige très riche en éléments grossiers de diamètre > 2 mm et pouvant atteindre 5 cm (diamètre du carottier) (fragments calcaires et siliceux, galets mous).

Au sommet de la carotte NAU3, des remblais anthropiques (faciès **RA**) ont été recoupés sur 30 cm d'épaisseur et correspondent à un chemin (Fig. 2.12). C'est un matériau hétérométrique à gros fragments de silex et de tuffeau à matrice de craie broyée.

En résumé, dans le transect NAU, la sédimentation fluviatile stricte, localisée dans la partie axiale de la plaine alluviale, est caractérisée par la dominance du faciès SiSaA daté à sa base de la fin de l'Antiquité au début du Haut Moyen-Âge (Fig. 2.12). Une mince couche

de dépôt tourbeux (faciès SiT), datée du Dryas récent, est également observée à la base du remplissage fin, au dessus du faciès SaG. Les dépôts non-fluviatiles (FV et CB) sont bien représentés à différents niveaux du transect.

2.3.3. Le site de la Harlandière (HAR)

2.3.3.1. Localisation des forages

Le transect HAR (Fig. 1.21 et 1.23) (122 m de long) a été réalisé en fond de vallée et en bas de versant entre les points de coordonnées « N 47°31'14'' ; E 0°42'32'' » et « N 47°31'15'' ; E 0°42'37'' » (Fig. 2.13a). Le profil recoupe un bois en rive gauche et une prairie herbacée en rive droite (Fig. 2.13b). La forme en « berceau » du fond de vallée est nette, et le versant orienté vers le sud-ouest est plus abrupt. Les 7 forages effectués sur ce transect sont généralement équidistants de 20 m.

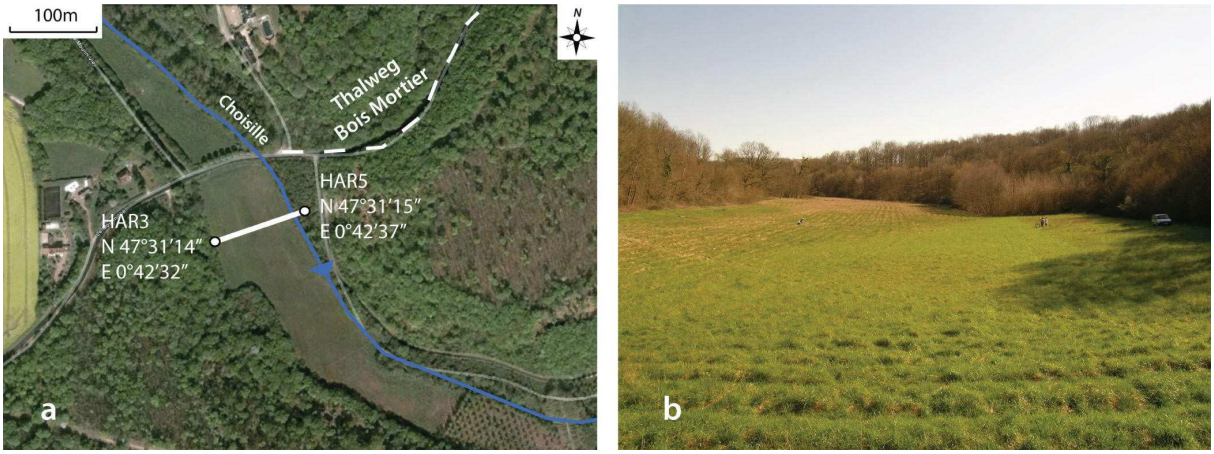


***Figure 2.13** : site HAR. (a) : vue aérienne de la localisation du transect (source : ©2010 Tele Atlas-©2009 Google) ; (b) : vue du fond de vallée (regard vers le sud-est)*

2.3.3.2. Description du forage de référence (HAR7)

Ce forage a traversé une épaisseur de 470 cm de dépôts sur le substrat crétacé :

- 0-12 cm : silt argileux brun sombre, un peu grumeleux. Racines actuelles. HCl-.
- 12-25cm : transition, quelques taches ocres (10 %). HCl-.
- 25-50 cm : silt argileux brun clair, assez compact, quelques taches noirâtres vers le bas. Quelques taches ocre (< 10 %). Racines actuelles. HCl+ léger.

- 50-60 cm : matériau hétérométrique. Eléments grossiers (Ø jusqu'à 6 cm) (silex noirâtres et rougeâtres, fragments de tuffeau) anguleux, émoussés ou roulés, et matrice silto-argileuse grisâtre. Quelques racines et tiges verticales. HCl+.
- 60-63 cm : silt argileux grisâtre à taches ocre (40 %). Quelques fibres organiques. HCl-.
- 63-80 cm : sable silto-argileux grisâtre à taches ocres et noirâtres. Un lit de graviers et galets (Ø jusqu'à 7 cm) de tuffeau à 66-70 cm. Nodules manganiques (Ø jusqu'à 5 mm) à 70-80 cm. HCl+.
- 80-90 cm : silt argileux légèrement sableux, bariolé grisâtre (30 %), ocre (30 %), brunâtre (30 %) et à taches noirâtres (10 %). HCl-.
- 90-110 cm : silt argileux bariolé grisâtre (20 %) et ocre (80 %). Consistance crémeuse. Quelques petites racines verticales. HCl-.
- 110-120 cm : transition, quelques concrétions carbonatées éparses. HCl- sur la matrice.
- 120-145 cm : silt argileux gris moyen d'aspect homogène, un peu de SF et un gravier à 138 cm. Nombreuses petites fibres organiques noirâtres. Concrétions carbonatées éparses (1 mm) à 120-130 cm. HCl- sur la matrice.
- 145-200 cm : silt argileux sableux (SF) gris verdâtre clair homogène, assez plastique. Quelques débris épars de MO figurée, surtout vers la base. HCl-.
- 200-220 cm : lacune.
- 220-300 cm : idem 145-200 cm, rares fibres organiques.
- 300-305 cm : silt argileux légèrement sableux (SF) bariolé grisâtre, brunâtre et verdâtre. MO figurée plus abondante.
- 305-313 cm : silt argileux légèrement sableux (SF) brun grisâtre à brun moyen. Fibres organiques et débris ligneux.
- 313-318 cm : silt argilo sableux (SF) gris brunâtre plus clair. Fragments de bois
- 318-328 cm : idem 313-318 cm à éléments grossiers (Ø jusqu'à 3 cm)
- 328-400 cm : matériau hétérométrique. Sables et graviers, hétérométriques et hétérogéniques, anguleux et émoussés. Matrice silto-argileuse peu abondante. Un galet de silex en bout de carottier (Ø 5 cm).
- 400-470 cm : idem 328-400 cm, avec moins de matrice silto-argileuse.
- 470-530 cm : tuffeau jaune cohérent. Substrat.

Sur le substrat crétacé reposent 370 cm de sédiments : des sédiments fluviatiles, silto-argileux plus ou moins sableux à la partie supérieure de la carotte ou sablo-graveleux à matrice silto-argileuse à la partie inférieure (Fig. 2.14). Des sédiments non strictement fluviatiles et très hétérométriques, à l'aspect de coulée boueuse, sont intercalés dans les faciès silto-argilo sableux dans la partie supérieure du forage.

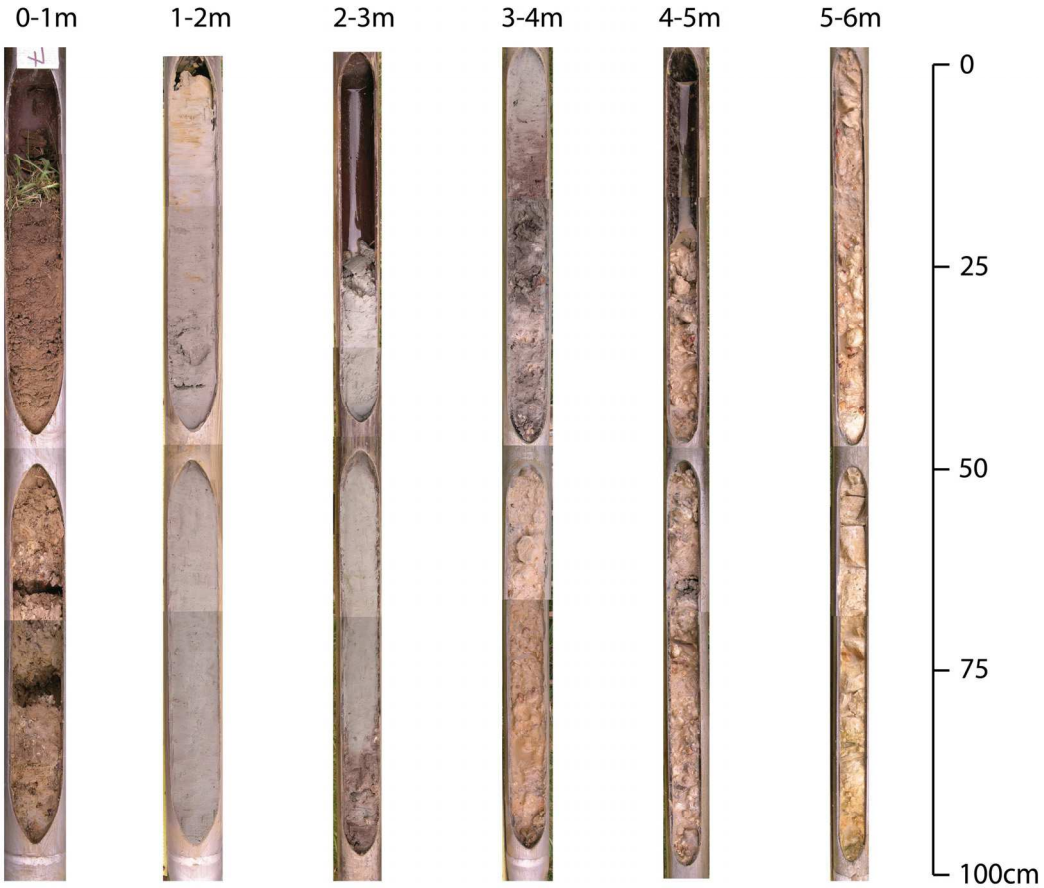


Figure 2.14 *: photographie de la carotte HAR7 entre 0 et 6 m de profondeur*

2.3.3.3. Résultats des analyses sur le forage de référence HAR7

L'analyse de 43 échantillons du forage HAR7 a permis de définir l'existence de 2 faciès fluviatiles (SiSaA et SaG) et un faciès de coulée boueuse (CB) entre 0 et 470 cm de profondeur (Fig. 2.15).

Concernant la composition globale du sédiment, la phase silicates + oxydes domine largement. Les teneurs en MO sont généralement faibles (< 2 %), un peu plus élevées (5 à 6 %) dans le sol actuel et entre 305 et 318 cm de profondeur, respectivement au sommet et à la base des dépôts SiSaA. Les teneurs en carbonates sont faibles et suivent la même évolution dans les faciès SiSaA et CB. Elles sont généralement < 1 % dans le faciès SiSaA, mais peuvent atteindre 4 à 6 % respectivement vers le somment (0-70 cm) ou vers la base (313-318 cm) de ce faciès. Dans le faciès SaG, les teneurs en carbonates (grains détritiques) sont plus importantes (17 à 21 % entre 328 et 470 cm).

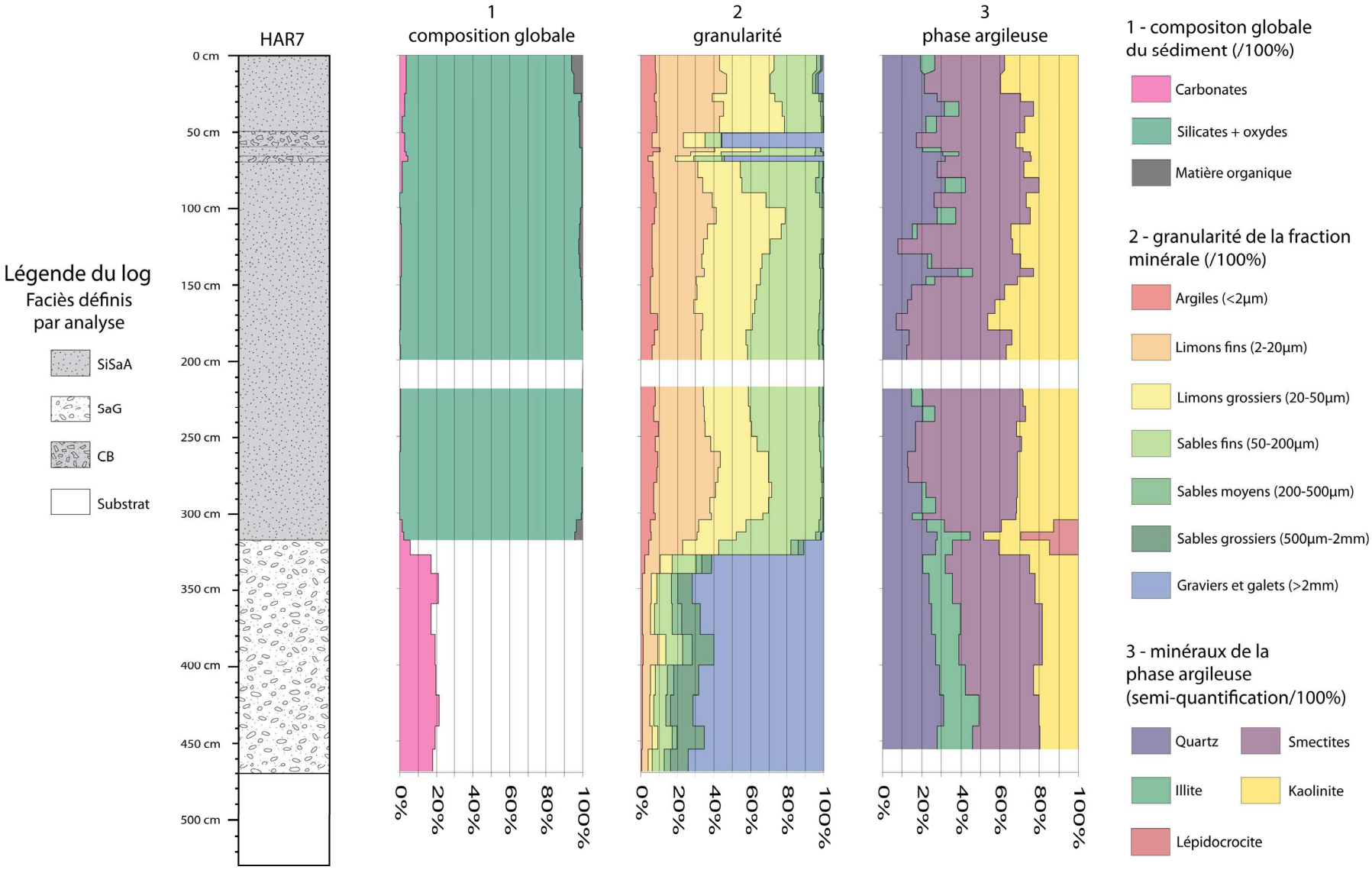


Figure 2.15 *: résultats des analyses dans le forage HAR7*

Le faciès **SiSaA** est majoritaire entre 0 et 318 cm de profondeur. La fraction limoneuse est toujours abondante (37 à 72 %) avec des maxima entre 0 et 50 cm, entre 90 et 130 cm et entre 260 et 305 cm de profondeur. Les teneurs en sables, majoritairement du SF essentiellement quartzeux, sont variables (21 à 56 %) et anticorrélées avec les teneurs en limons, tandis que les teneurs en argiles granulométriques évoluent peu (5 à 11 %).

Le faciès **CB** est intercalé dans le faciès SiSaA entre 50 et 60 cm et entre 66 et 70 cm de profondeur. La fraction graveleuse est nettement dominante (54 et 56 %), constituée de silex noirs et rougeâtres et de fragments de tuffeau, la matrice abondante étant surtout silto-sableuse.

Le faciès **SaG** contient entre 61 et 74 % de graviers et galets et de 9 à 26 % de sables. La fraction limono-argileuse est cependant relativement abondante et peut représenter jusqu'à 16 % du sédiment.

Dans la fraction < 2 µm, smectites et kaolinite dominent le quartz et l'illite (Fig. 2.15). A la base du faciès SaG (455 à 470 cm), la fraction < 2 µm est mal cristallisée. La lépidocrocite a été détectée entre 305 et 328 cm, à la base du faciès SiSaA et au sommet du faciès SaG.

2.3.3.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect HAR

La carotte HAR7 est assez représentative des faciès observés en fond de vallée. Sur l'ensemble du transect, 4 faciès ont été identifiés : 2 faciès strictement fluviatiles (SiSaA et SaG), 1 faciès de coulée boueuse (CB) et un faciès de formation de versant (FV) (Fig. 2.16).

Dans tous les forages, le substrat constitué de craie sableuse turonienne a été rencontré. La surface du substrat a une forme concave assez régulière.

Dans la partie axiale de la vallée, le faciès **SaG** repose sur le substrat (forages HAR1, HAR6 et HAR7), sous forme de lentille résiduelle (HAR6) ou d'une couche plus continue pouvant atteindre 152 cm d'épaisseur ; il peut également recouvrir le faciès FV (HAR5). La surface du toit de ce dépôt est assez irrégulière avec un dénivelé pouvant dépasser 1 m. Les graviers fluviatiles sont anguleux à émoussés (éléments siliceux crétacés, dont silex, majoritaires et éléments rougeâtres éocènes) et emballés dans une matrice silto-argileuse peu à moyennement abondante.

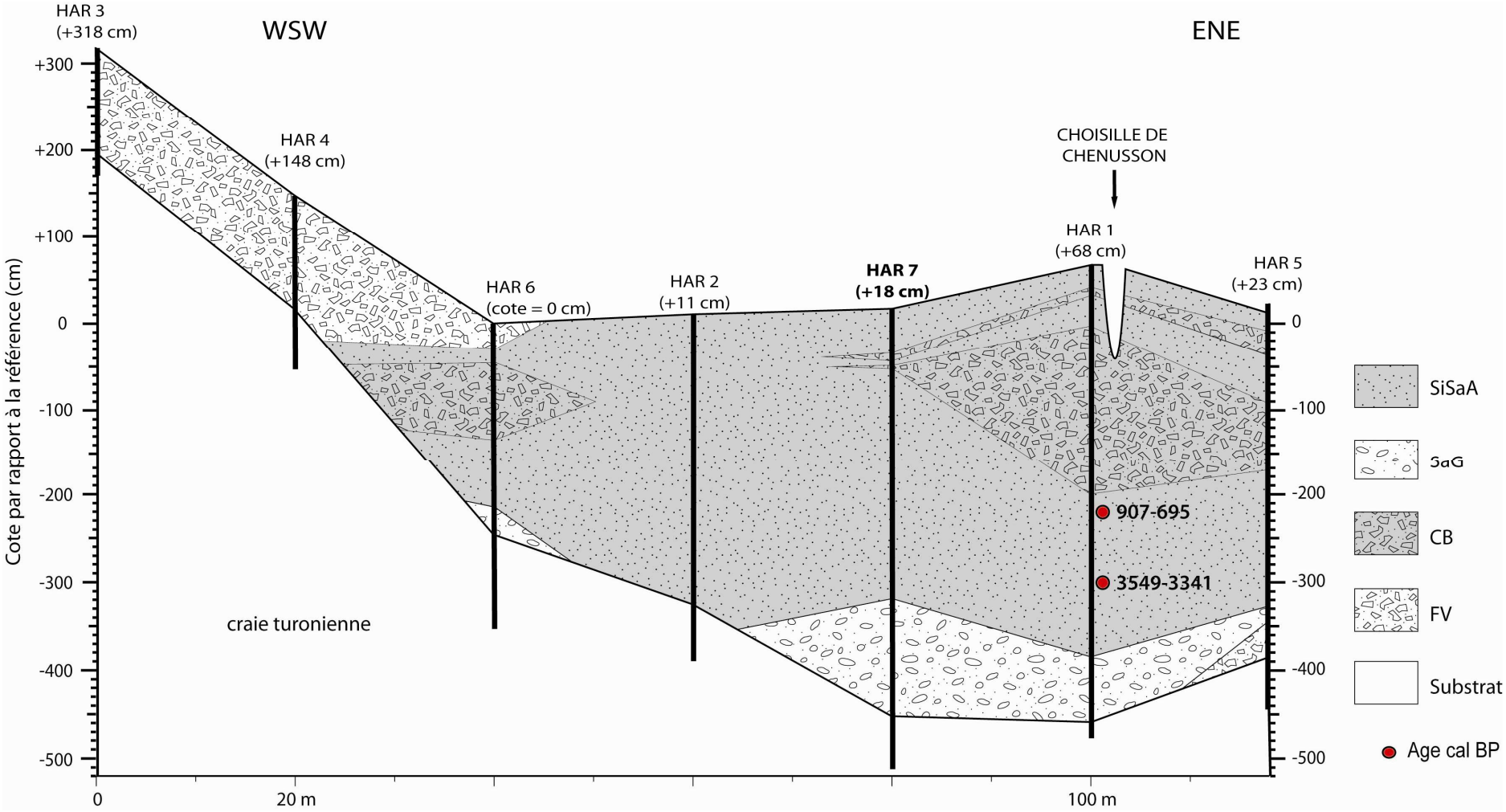


Figure 2.16 *: transect lithologique sur le site HAR*

L'essentiel du comblement fluviatile est représenté par le faciès **SiSaA**, qui repose sur le faciès SaG ou sur le substrat (HAR2) sur parfois plus de 3 m d'épaisseur (Fig. 2.16). Ce sédiment est à taches ocres et à concrétions ferrugineuses millimétriques jusqu'à environ 100 cm de profondeur et grisâtre à gris verdâtre en dessous. Dans le forage HAR1, il a été daté de 3549-3341 cal BP (Âge du Bronze) entre 366 et 370 cm (cote -298 à -302 cm sur le transect) et de 907-695 cal BP (Moyen-Âge central - Bas Moyen-Âge) à 285 cm (cote -217 cm) (Tab. 2.1).

Au pied du versant WSW, le faciès **FV** repose directement sur le substrat (~ 120 cm d'épaisseur dans les forages HAR3 et HAR4) ou sur les alluvions fluviatiles (HAR6) (Fig. 2.16). Ce faciès a aussi été observé sur le substrat, à l'extrémité ENE du transect, à la base du forage HAR5. C'est un matériau hétérométrique à matrice silto-argileuse brunâtre très compacte, à éléments grossiers constitués de silex et de fragments de craie issus des versants locaux.

Dans les forages HAR6, HAR7, HAR1 et HAR5 des dépôts de coulées boueuses (faciès **CB**) sont intercalées dans le faciès SiSaA (Fig. 2.16). Ils sont bien caractérisés par leur hétérométrie, avec des éléments anguleux, émoussés et roulés (Ø jusqu'à 6 cm) constitués de silex et de morceaux de tuffeau emballés dans une matrice silto-argilo-sableuse grisâtre abondante.

En résumé, dans le transect HAR, les dépôts fluviatiles sont en grande partie constitués par le faciès SiSaA, qui repose sur le faciès fluviatile SaG ou sur le substrat crayeux et a été daté de 3549-3341 cal BP à la partie inférieure du remplissage (Fig. 2.16). Des dépôts non fluviatiles sont également observés : faciès FV en pied de versant et faciès CB intercalé dans le faciès SiSaA.

2.3.4. Le site de la Morinière (MOR)

2.3.4.1. Localisation des forages

Deux forages ont été réalisés dans l'axe médian du fond du vallon sec de la Morinière, large de 40 m et affluent de la vallée de la Choisille de Chenusson (Fig. 1.21 et 1.23). Le forage MOR1 (« N 47°32'54'' ; E 0°42'35'' ») (Fig.2.17a), est situé dans un champ en jachère (Fig. 2.17b) et le forage MOR2, à 30 m en aval de MOR1, est situé dans un champ cultivé. Le vallon est peu encaissé et dissymétrique, avec le versant plus pentu orienté vers l'ouest.

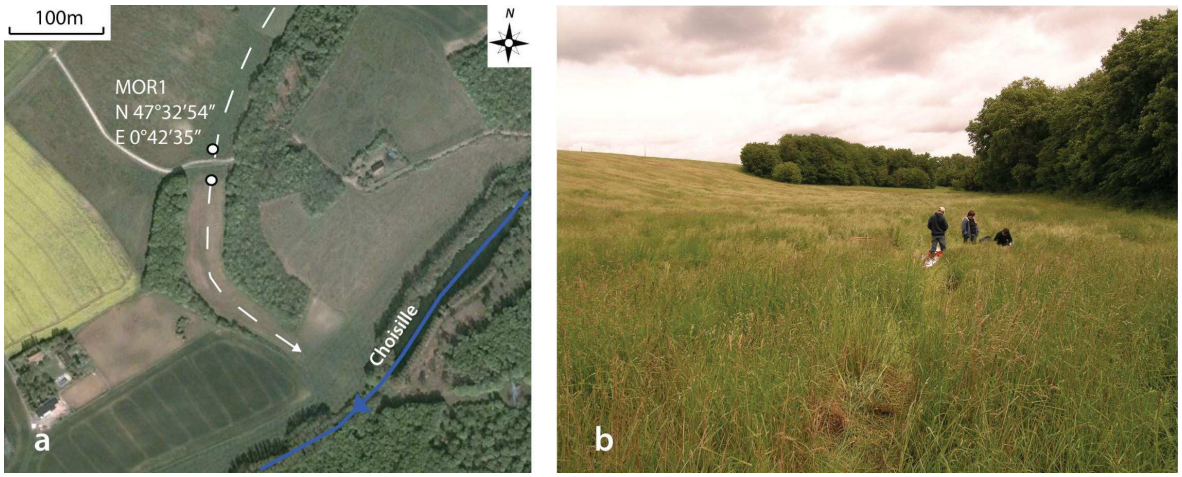


***Figure 2.17** : site MOR. (a) : vue aérienne de la localisation des forages (source : ©2010 Tele Atlas-©2009 Google) ; (b) : vue du fond de vallon (regard vers le nord)*

2.3.4.2. Description du forage MOR1

Le forage de référence MOR1 a traversé (Fig. 2.18) :

- 0-35 cm : silt argileux brun jaunâtre clair, quelques graviers (< 1 cm), très compact. Quelques racines. HCl-.
- 35-50 cm : transition avec fragments calcaires durs.
- 50-95 cm : silt argilo-sableux (SF), brun ocre moyen, à fragments calcaires (Ø jusqu'à 8 cm). Quelques petites concrétions ocres. Un petit charbon à 65 cm. HCl-.
- 95-125 cm : silt argilo-sableux (SF) brun jaunâtre clair à éléments grossiers (silex et fragments calcaires). HCl-.
- 125-150 cm : transition à matrice brune, très riche en fragments calcaire émoussés (Ø jusqu'à 5 cm). Matrice HCl+.
- 150-185 cm : silt argilo-sableux (SF-SM) brun moyen à fragments calcaires hétérométriques épars (Ø jusqu'à 4 cm). Quelques fragments de terres cuites architecturales vers 160 cm. Matrice HCl+.
- 185-325 cm : silt argilo-sableux (SF-SM) brun roussâtre à éléments calcaires grossiers hétérométriques épars (Ø jusqu'à 3 cm). Matrice HCl+ léger
- 325-420 cm : silt sablo-argileux (SF-SM), brun plus sombre à fragments charbonneux. Un gravier calcaire à la base. HCl-.
- 420-500 cm : silt argileux sableux (SF et paillettes de muscovite), très compact, bariolé brun sombre et jaunâtre à trace noirâtre. Silex anguleux à différents niveaux. HCl-. Altérite de craie.
- 500-520 cm : craie crétacée (« tuffeau »). HCl+. Substrat

Des colluvions plus ou moins grossières (faciès FV) ont été observées sur 420 cm d'épaisseur au dessus de l'altérite (80 cm d'épaisseur) et de la craie turonienne. Ces dépôts sont très riches en matrice silto argileuse compacte.

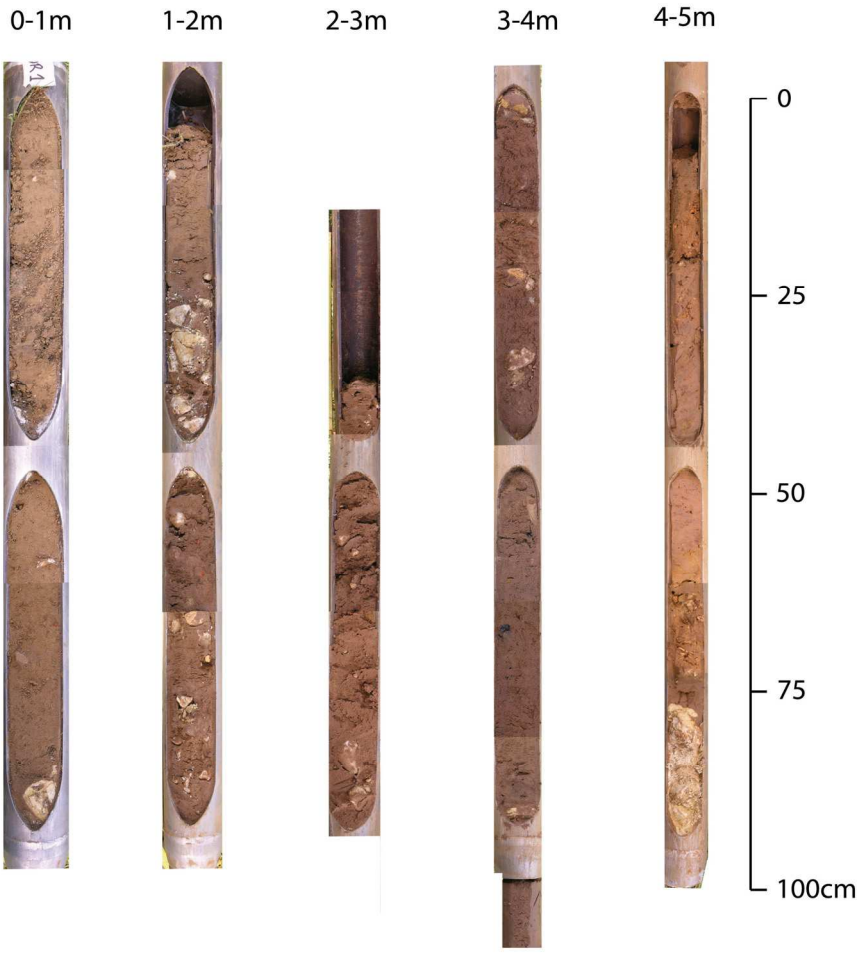


***Figure 2.18** : photographie de la carotte MOR1 entre 0 et 5 m de profondeur*

2.3.4.3. Caractéristiques sédimentaires des forages sur le site MOR

Le forage MOR2, n'a pas atteint le substrat sain (refus à 440 cm dans l'altérite de la craie) et les sédiments, comme dans MOR1, sont exclusivement colluviaux. Dans les deux forages, la matrice silto-argileuse, parfois assez sableuse (surtout SF), est le plus souvent dominante. Les fractions gravier et galet, en quantités variables, sont constituées de silex, de fragments calcaires et de grains siliceux rougeâtres de provenance locale. Les fragments charbonneux sont abondants dans toute la colonne sédimentaire.

Les dépôts observés sur le site MOR ne renferment pas de faciès fluviatiles. Ces dépôts sont secs jusqu'au substrat ou son altérite et ne contiennent pas de nappe d'eau.

2.4. Données sédimentologiques acquises dans le sous-bassin de St-Roch : secteur B

Dans ce sous-bassin, 4 transects répartis de l'amont à l'aval de la vallée principale de la Choisille de St-Roch ont été étudiés : La Fontaine (FON, 6 forages), St-Roch (ROC, 6 forages), le Lavaray (LAV, 5 forages) et la Billonnière (BIL, 10 forages) (Fig. 1.21 et 1.24).

2.4.1. Le site de La Fontaine (FON)

2.4.1.1. Localisation des forages

Le transect FON a été réalisé en tête de vallée sur une longueur de 65 m entre les points de coordonnées « N 47°26'31'' ; E 0°33'42'' » et « N 47°26'33'' ; E 0°33'42'' » (Fig. 2.19a). Le transect recoupe une prairie de fauche (Fig. 2.19b) et la vallée est très peu marquée dans la morphologie. Sur ce site le chenal a l'aspect d'un drain recalibré pour effectuer la jonction entre deux étangs (Fig. 1.24 et 2.19a). Les 6 forages réalisés sont distants de 10 à 20 m entre eux.

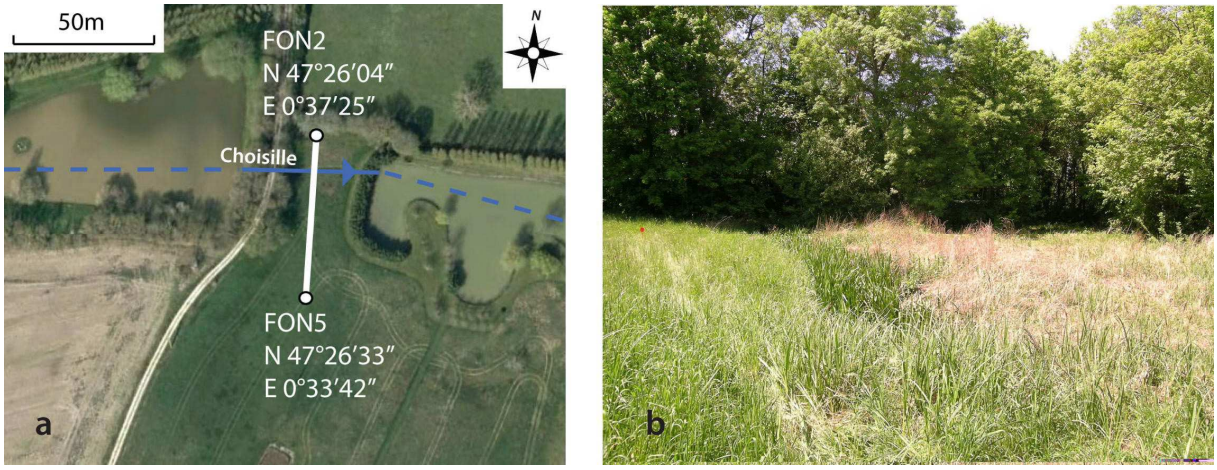


Figure 2.19 *: site FON. (a) : vue aérienne de la localisation du transect (source : ©2010 Tele Atlas-©2009 Google) ; (b) : vue du fond de vallée (regard vers l'ouest)*

2.4.1.2. Description du forage FON6

Le forage FON6, représentatif de la stratigraphie du secteur, a traversé les couches suivantes (Fig. 2.20) :

- 0-12 cm : silt argileux brun noirâtre, assez compact, organique, un peu structuré (grumeleux). Quelques sables. Racines actuelles. HCl-.
- 12-22 cm : silt argileux brun grisâtre foncé, moins structuré. Rares traces ocres, surtout vers la base. Quelques racines actuelles. HCl-.
- 22-45 cm : silt argileux brun grisâtre moyen à rare sables, plastique. Quelques taches ocres (5-10 %), racines actuelles. HCl-.
- 45-55 cm : silt argilo-sableux gris moyen à taches ocres (20 à 30 % de la surface du sédiment). Rares fibres végétales. Un fragment de charbon de bois. HCl-.
- 55-67 cm : idem 45-55 cm à graviers moyennement abondants (Ø maximum 1 cm). HCl-.
- 67-85 cm : idem 55-67 cm à graviers moins nombreux. HCl-.
- 85-115 cm : matériau hétérométrique très compact. Eléments grossiers plus ou moins roulés (Ø jusqu'à 5 cm) dans une matrice silto-argilo-sableuse abondante gris moyen à taches ocres (30 à 40 %). Concrétions de Mn. HCl-.
- 115-130 cm : silt argileux blanc beige à graviers blancs et roux (Ø 2 à 3 cm). Substrat crayo-marneux altéré. HCl-.
- 130-232 cm : craie lacustre, assez marneuse et tendre, blanche et beige. HCl+. Substrat.

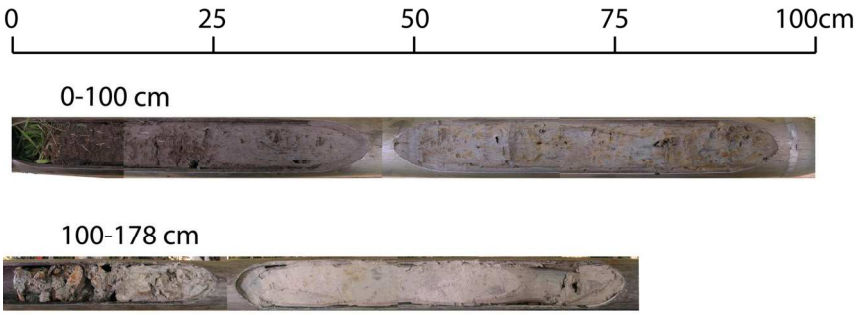


Figure 2.20 *: photographie de la carotte FON6 entre 0 et 178 cm de profondeur*

Le forage FON6 a traversé 85 cm de dépôts fluviatiles (silt-argileux plus ou moins sableux, faciès SiSaA, puis graviers et sables à matrice silto-argileuse, faciès SaG) au dessus de matériaux colluviaux (45 cm, faciès FV). L'ensemble recouvre la craie marneuse lacustre altérée (15 cm d'épaisseur) puis saine. Les dépôts fluviatiles présentent parfois une tendance colluviale, notamment le faciès SaG.

2.4.1.3. Distribution des faciès sédimentaires dans le transect FON

Les 3 faciès sédimentaires identifiés sur le forage FON6 se retrouvent à des niveaux assez équivalents le long du transect FON (Fig. 2.21), au dessus de la craie marneuse altérée puis saine : 2 faciès sont fluviatiles, voire alluvio-colluviaux (faciès SiSaA et faciès SaG) et un faciès à la base du remplissage est plus franchement colluvial (faciès FV). L'ensemble de ces dépôts est épais de 132 cm au maximum. Le toit du substrat se trouve à une profondeur variant de 75 et 132 cm.

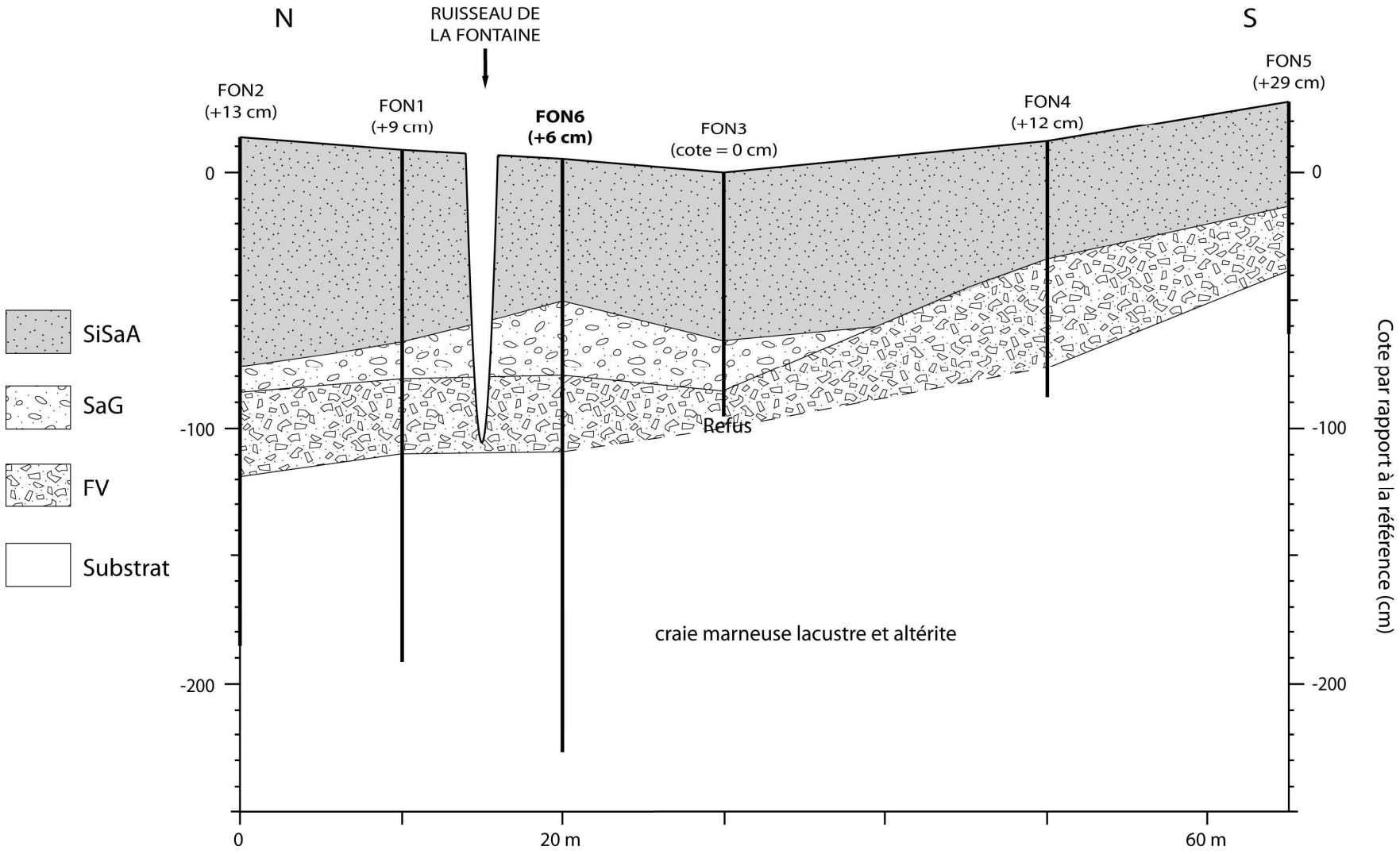


Figure 2.21 *: transect lithologique sur le site FON*

Le faciès **SiSaA** est épais de 90 cm au maximum et forme la partie supérieure du remplissage sédimentaire, recouvrant le faciès FV dans la moitié sud du transect et SaG dans la moitié nord. Les dépôts sont franchement alluviaux dans la partie axiale de la vallée et colluviaux en pied de versant ; l'extension latérale des dépôts strictement fluviatiles n'est pas nette. En l'absence d'analyse sédimentologique sur FON6, les dépôts ont été attribués au faciès SiSaA, d'après les descriptions de terrain et les données acquises dans les forages ROC3 et BIL8 (secteur B). Les sédiments sont compacts, contiennent parfois des graviers centimétrique épars, et la teneur en sable semble être variable. Ils sont peu organiques mais des débris calcinés ont été trouvés de manière assez systématique dans le sédiment.

Le faciès **SaG**, épais de 10 à 30 cm, repose sur les dépôts FV dans la moitié nord du transect. C'est un matériau gravelo-sableux (graviers siliceux centimétriques) à matrice silto-argileuse grisâtre. Il présente un caractère plus ou moins fluviatile, et pourrait correspondre à un remaniement de l'unité FV sous jacente avec laquelle la transition lithologique n'est pas nette.

Le faciès **FV**, d'une épaisseur homogène de 35 à 45 cm, repose sur le substrat dont il épouse régulièrement la forme tout le long du transect sans marquer une limite entre le fond de la vallée et la base du versant. Ces dépôts sont hétérométriques et constitués de graviers, galets et blocs siliceux nombreux, emballés dans une abondante et compacte matrice silto-argilo-sableuse grisâtre décarbonatée.

En résumé, le long du transect FON, deux faciès alluviaux (voire alluvio-colluviaux ou colluviaux) se distribuent simplement : le faciès SiSaA dominant à la partie supérieure du remplissage et le faciès SaG en dessous (Fig. 2.21). Sous ces dépôts, le faciès FV recouvre la craie marneuse lacustre, altérée à sa partie supérieure puis saine en dessous.

2.4.2. Le site de St-Roch (ROC)

2.4.2.1. Localisation des forages

Le transect ROC (Fig. 1.21 et 1.24), réalisé en fond de vallée et en bas des versants sur une longueur de 50 m, est situé entre les points de coordonnées « N 47°26'25'' ; E 0°35'15'' » et « N 47°26'26'' ; E 0°35'14'' » (Fig. 2.22a). Il recoupe une prairie d'élevage (Fig. 2.22b) en rive droite vers le SSE et une aire de pique-nique en rive gauche. La vallée est assez encaissée et dissymétrique, le versant orienté vers le SSE étant plus pentu. Sur ce transect les forages sont équidistants de 10 m.

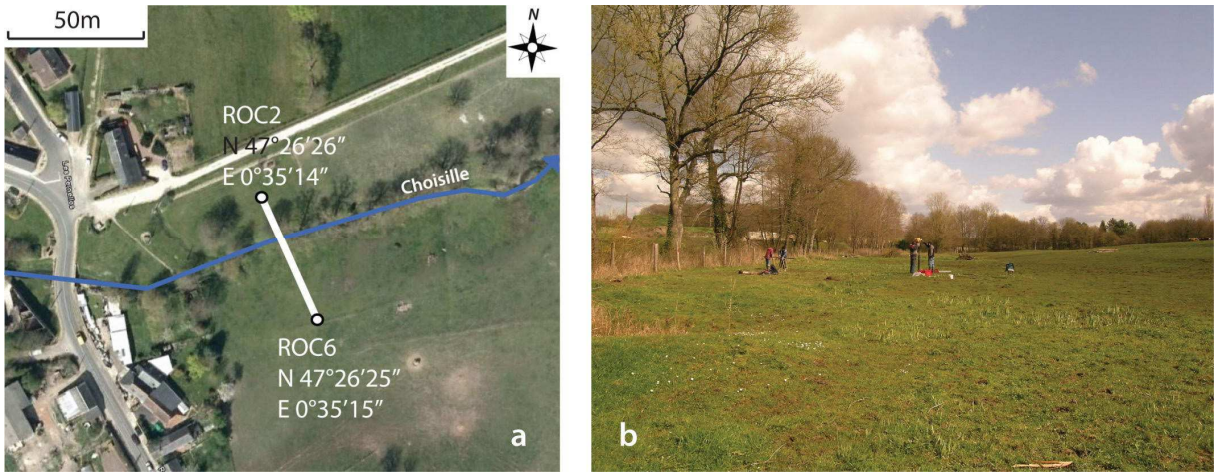


***Figure 2.22** : site ROC. (a) : vue aérienne de la localisation du transect (source : ©2010 Tele Atlas-©2009 Google) ; (b) : vue du fond de vallée (regard vers le nord-est)*

2.4.2.2. Description du forage de référence (ROC3)

Le forage de référence ROC3 a rencontré (Fig. 2.23) :

- 0-16 cm : silt argileux légèrement sableux (sables hétérométriques), quelques graviers (Ø jusqu'à 2 cm), brun foncé, un peu grumeleux. Racines actuelles. HCl-.
- 16-35 cm : silt argilo-sableux (SF dominant), gris brunâtre moyen, taches ocres (5 %), plus compact qu'au dessus. Racines actuelles, fragments de briques, rares graviers (<1 cm). HCl-.
- 35-45 cm : transition bariolée grisâtre (80 %) et ocre (20 %). HCl-.
- 45-85 cm : silt argilo-sableux (SF dominant) grisâtre moyen, souple. Nombreux restes et traces de racines, plutôt fines et insérées verticalement. Un gravier (Ø 1 cm) à 65 cm. HCl-.
- 85-100 cm : silt argileux tourbeux brun grisâtre, peu de sables, très souple. Nombreuses petites fibres organiques. Fragments charbonneux au sommet. HCl-.
- 100-180 cm : tourbe silto-argileuse un peu sableuse brun foncé à fibres rousses et fragments de bois. Petites coquilles de lamellibranches et de gastéropodes à la base. HCl- sauf coquilles.
- 180-195 cm : sables hétérométriques (SG dominant) et graviers (Ø 4 cm) à matrice silto-argileuse à tourbeuse. Quelques fragments de coquilles de gastéropodes. Une noisette. HCl- sauf coquilles.
- 195-200 cm : bloc de meulière cariée, aspect quartzeux.
- 200-234 cm : sables et graviers à matrice silto-argileuse. HCl-.
- 234-400 cm : sable verdâtre (SF-SM) à niveaux marneux glauconieux verts compacts, panaché ocre à la base. Faciès sableux du Crétacé supérieur. HCl- dans les passées sableuses, HCl+ dans les passées marneuses. Substrat.

Figure 2.23 *: photographie de la carotte ROC3 entre 0 et 3 m de profondeur*

Le forage ROC3 a traversé 234 cm de sédiments fluviatiles au dessus du substrat sableux et marneux du Sénonien. La partie supérieure des dépôts fluviatiles est constituée de d'alluvions silto-argilo-sableuses (100 cm d'épaisseur). La partie inférieure est composée de sédiments silto-tourbeux un peu sableux (80 cm) recouvrant des dépôts sablo-graveleux à matrice silto-argileuse (54 cm).

2.4.2.3. Résultats des analyses sur le forage de référence ROC3

Vingt-quatre échantillons ont été analysés ; la composition globale du sédiment (% carbonates - silicates et oxydes - MO) n'a été estimée que sur un seul échantillon (170-180 cm). Les analyses ont permis de définir l'existence de 3 faciès fluviatiles entre 0 et 234 cm de profondeur : silt sablo-argileux (SiSaA), silt tourbeux (SiT) et sables et graviers fluviatiles (SaG) à la base de la colonne sédimentaire (Fig. 2.24).

Le faciès **SiSaA** se trouve entre 0 et 100 cm de profondeur. La teneur en carbonates y est faible (≤ 3 %), comme la teneur en MO, mais celle-ci n'a pas été déterminée par analyse. La teneur en sables est élevée, un peu plus faible au sommet de l'unité (35 à 40 % entre 0 et 38 cm) qu'au dessous où elle atteint jusqu'à 64 %. Les sables sont quartzeux et essentiellement des SF (de 31 à 58 %). L'essentiel du reste du sédiment est silteux et la fraction argileuse est toujours peu abondante (2 à 4 %).

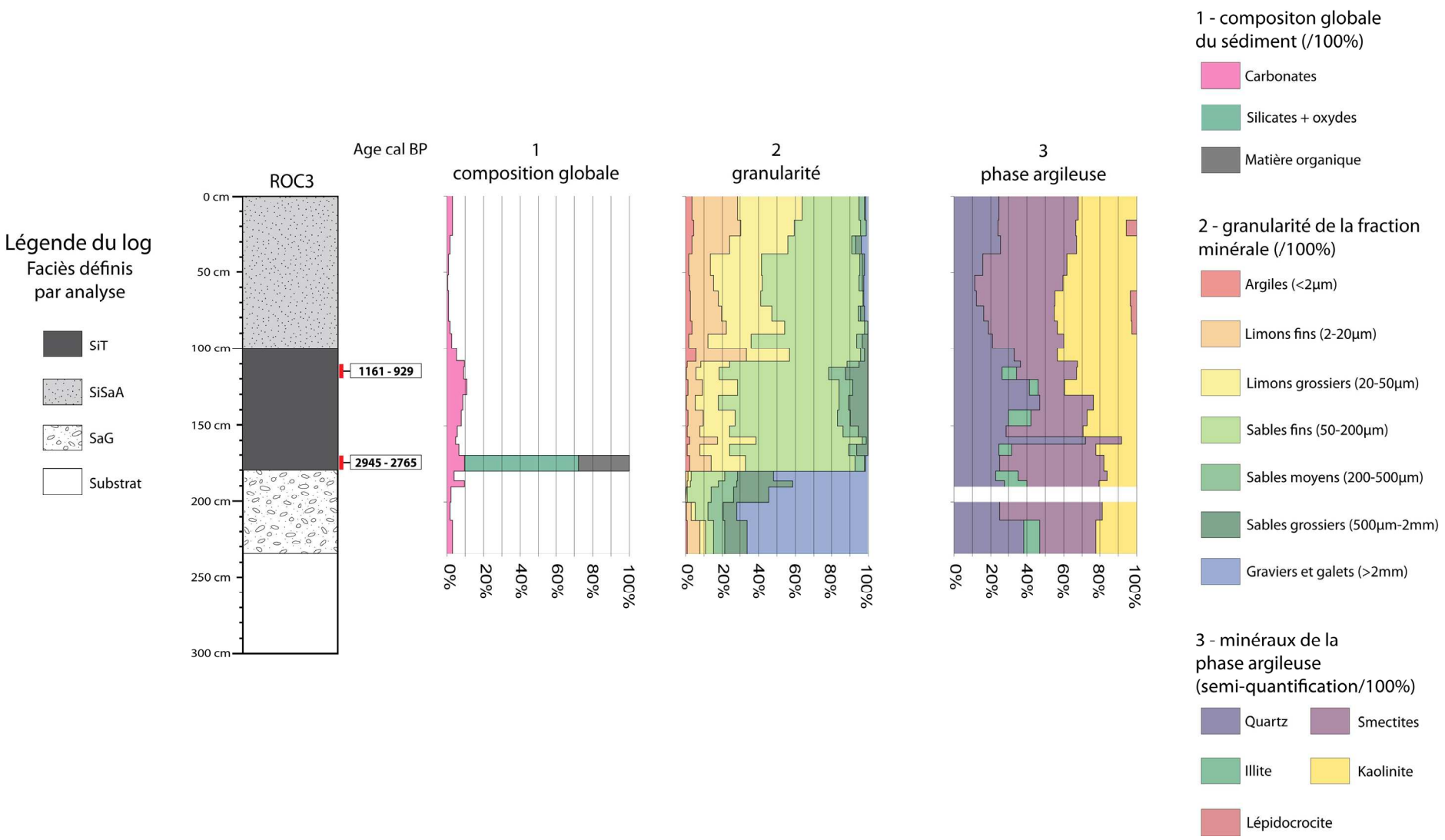


Figure 2.24 *: résultats d'analyses dans le forage ROC3*

Le faciès **SiT**, caractérisé par une teneur élevée en MO (28 %), se trouve sous le faciès SiSaA entre 100 et 180 cm de profondeur. Les teneurs en carbonates (5 à 11 %), plus élevées que dans le faciès SiSaA, sont uniquement liées à la présence de coquilles de gastéropodes aquatiques (limnées, planorbes entre autres). La fraction sableuse (43 à 82 %), constituée essentiellement de sable fin quartzeux (39 à 66 %), domine généralement la fraction silteuse (17 à 51 %) et toujours la fraction argileuse (≤ 6 %).

Le faciès **SaG** se trouve à la partie inférieure des dépôts fluviatiles, entre 180 et 234 cm de profondeur. La teneur en carbonates peut atteindre 10 % entre 180 et 190 cm, dans un niveau riche en fragments de coquilles de mollusques. Ailleurs elle est < 4 % et correspond à des grains détritiques. Les graviers et galets dominent (41 à 72 %), notamment vers la base de l'unité. La fraction sableuse (surtout SG), représente 22 à 56 % du sédiment, tandis que les fractions silteuse et argileuse sont peu abondantes (respectivement ≤ 10 % et < 1 %).

La phase argileuse a une composition un peu différente selon les faciès. Le faciès SiSaA contient des smectites et de la kaolinite dominantes, avec du quartz et parfois de la lépidocrocite (Fig. 2.24). Les faciès SiT et SaG, toujours dépourvu de lépidocrocite, contiennent parfois de l'illite en petites quantités et généralement plus de quartz. Dans le faciès SaG, la fraction < 2 µm, très peu abondante, est souvent mal cristallisée.

2.4.2.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect ROC

La carotte sédimentaire ROC3 n'est représentative que d'une partie des dépôts de fond de vallée sur le transect ROC (Fig. 2.25). Sur le transect, le substrat sénonien a été rencontré entre 100 et 280 cm de profondeur : marne blanchâtre en partie NNW du transect (ROC1), sables verdâtres à passées marneuses sénoniennes en partie médiane (ROC2 à ROC5), et argiles à silex probablement solifluées vers le SSE (ROC6). La forme du toit est assez régulière en fond vallée avec un fond plutôt plat entre ROC2 et ROC5. Au-dessus du substrat, le remplissage sédimentaire est constitué de 4 faciès fluviatiles : SaG, SiSaA, SiT et SiAo. Les faciès non fluviatiles FV et RA sont également observés.

Le faciès **SaG** repose sur le substrat en partie médiane du fond de vallée et constitue une couche basale d'au maximum 55 cm d'épaisseur entre ROC3 et ROC4. Ce sont des sables et graviers hétérométriques (Ø jusqu'à 2 cm) à matrice silto-argileuse grisâtre moyennement à peu abondante. Ils contiennent quelques débris végétaux (fibres). Il peut être présent en lentille décimétrique dans le faciès SiSaA (ROC4).

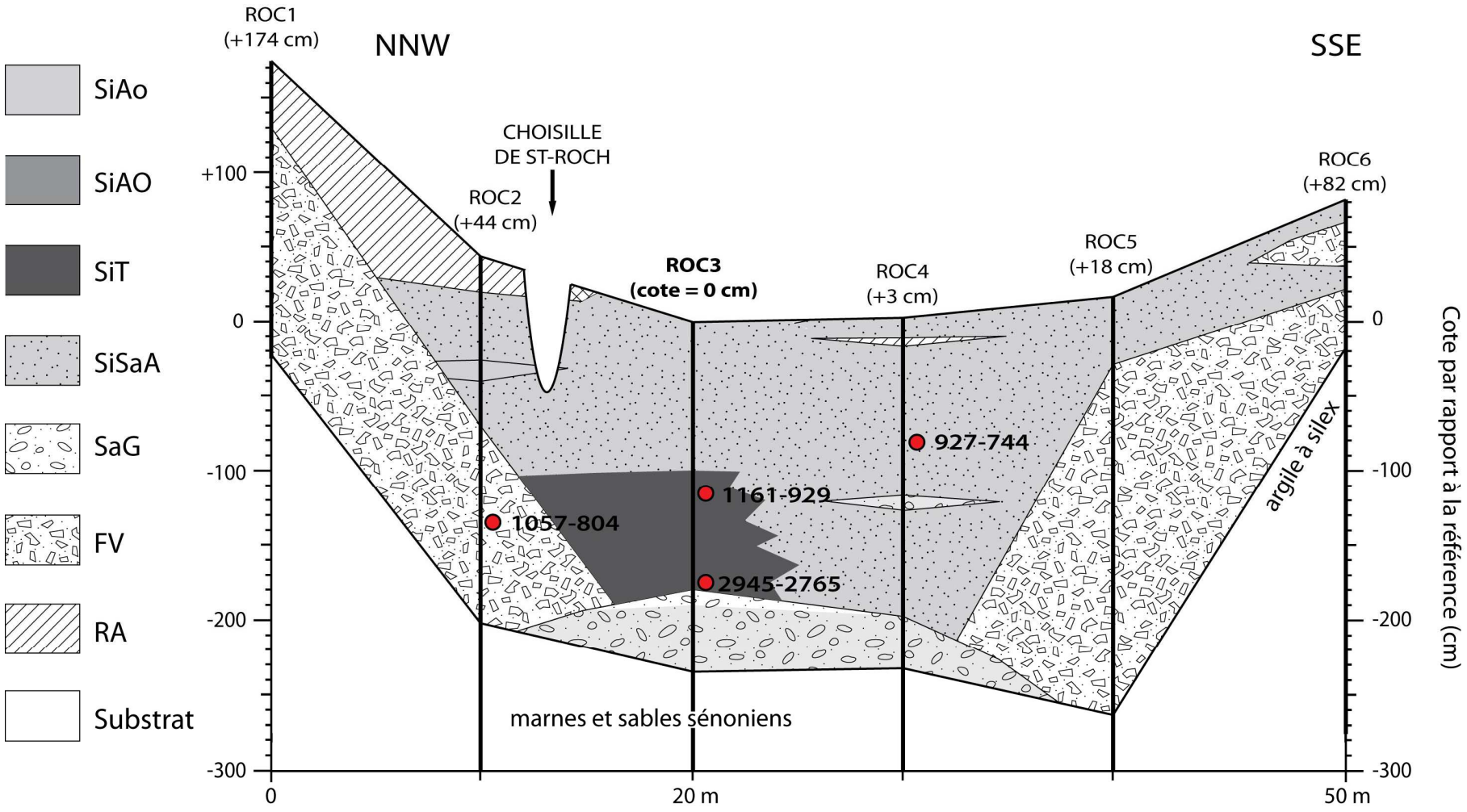


Figure 2.25 *: transect lithologique sur le site ROC*

Le faciès **SiSaA** couvre les faciès SAG, SiT ou FV selon les forages et constitue une grande partie du remplissage sédimentaire dans le transect (jusqu'à 2 m d'épaisseur). Il a fourni un âge de 927-744 cal BP (Moyen-Âge) entre 80 et 85 cm de profondeur (cote -77 à -82 cm sur le transect) (Tab. 2.1). C'est un silt sablo-argileux, moins sableux vers le sommet du remplissage, brunâtre en milieu oxydant et gris verdâtre en milieu réducteur. De rares graviers siliceux et des fibres organiques en position verticale peuvent être observés. Ce faciès renferme des lentilles décimétriques de faciès SaG, SiAo, RA et FV.

Dans le forage de référence ROC3, le faciès **SiT** repose sur le faciès SaG. Il a été daté de 2945-2765 cal BP (Âge du Bronze) entre 170 et 180 cm de profondeur et de 1161-929 cal BP (Moyen-Âge) entre 110 et 120 cm (Tab. 2.1). Il passe latéralement au faciès SiSaA dans le forage ROC4. Il est riche en fibres souples et fines et en débris calcinés en partie supérieure et s'enrichit en fragments ligneux plus grossiers vers le bas.

Le faciès **FV** a été observé à proximité des versants NNW (ROC1 et ROC2) et SSE (ROC5 et ROC6) où il repose sur le substrat. Ces dépôts ont jusqu'à 142 cm d'épaisseur vers le NNW où ils renferment dans ROC2 un fragment de bois daté de 1057-804 cal BP (Moyen-Âge) entre 175 et 185 cm de profondeur (cote de -131 à -141 cm sur le transect) (Tab. 2.1). C'est un matériau hétérométrique à matrice silto-argileuse à silto sablo-argileuse abondante riche en éléments grossiers > 2 mm siliceux (Ø jusqu'à 5 cm, dont meulières). La matrice présente des teintes variées : brunâtre à beigeâtre à taches ocres en milieu oxydant, gris bleuâtre à verdâtre en milieu réducteur. Des racines et des débris calcinés peuvent y être observés.

Le faciès **RA**, lié à l'aménagement de l'aire de pique-nique, est présent à la partie sommitale du remplissage à l'extrémité NNW du transect (ROC1 et ROC2). Il est également observé dans une mince lentille intercalée dans le faciès SiSaA, vers le sommet de la carotte ROC4.

En résumé, dans le transect ROC, les dépôts fluviatiles sont localisés dans la partie axiale de la vallée et constitués du faciès SaG en partie inférieure du remplissage alluvial (Fig. 2.25). Ce faciès est recouvert par les faciès SiT et SiSaA, qui se sont mis en place au moins depuis 2945-2765 cal BP (Tab. 2.1). Le faciès SiSaA constitue la majeure partie des dépôts alluviaux en partie supérieure du remplissage alluvial. Aux pieds des versants, le faciès non fluviatile FV est abondant.

2.4.3. Le site du Lavaray (LAV)

2.4.3.1. Localisation des forages

Le transect LAV (Fig. 1.21 et 1.24) a une longueur de 38 m entre les points de coordonnées « N 47°26'21'' ; E 0°36'21'' » et « N 47°26'20'' ; E 0°36'20'' » (Fig. 2.26a). Situé exclusivement en rive droite de la Choisille de St-Roch, il recoupe une prairie (Fig. 2.26b). En rive gauche, il n'a pas été possible de forer car un chemin remblayé

s'intercale entre la rivière et le bas du versant. Les forages sont distants de 1 à 10 m selon les cas. La vallée est dissymétrique dans ce secteur, le versant le plus abrupt étant orienté vers le sud-ouest.

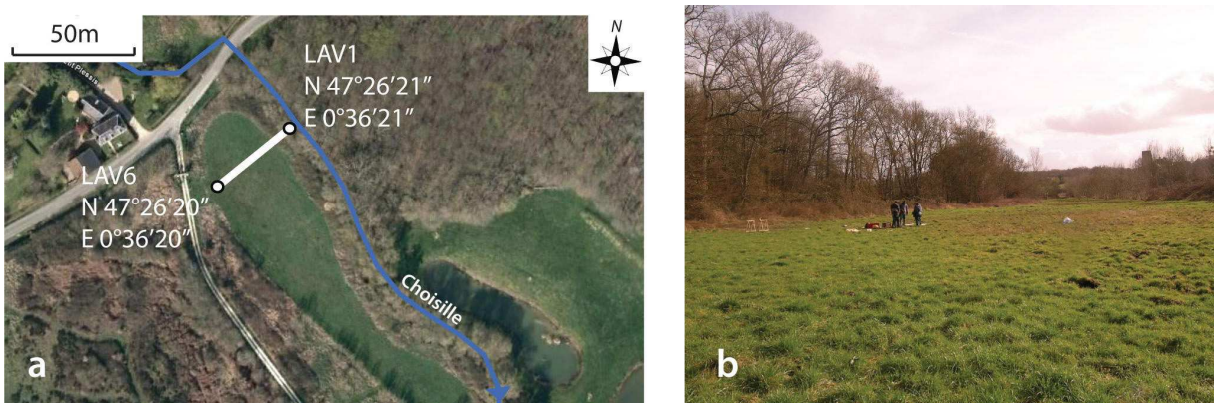


***Figure 2.26** : site LAV. (a) : vue aérienne de la localisation du transect (source : ©2010 Tele Atlas-©2009 Google) ; (b) : vue du fond de vallée (regard vers le sud-est).*

2.4.3.2. Description du forage LAV5

Ce forage a traversé une épaisseur exceptionnellement forte (800 cm) de dépôts (Fig. 2.27) :

- 0-12 cm : silt argileux grumeleux, brun noirâtre, grains de sables hétérométriques peu abondants et quelques graviers < 1 cm. Coquilles de gastéropodes entières ou fragmentées. Racines actuelles.
- 12-18 cm : matériau hétérométrique à matrice silto-argileuse dominante brun grisâtre et graviers centimétriques. Fragments d'ardoise assez abondants. Quelques gastéropodes et racines actuelles.
- 18-35 cm : silt argileux brun clair. Très riche en coquilles de gastéropodes entières ou fragmentées. Assez riche en MO, aspect aéré. Quelques fragments de charbons.
- 35-45 cm : silt argileux grisâtre, un peu sableux à graviers (Ø jusqu'à 4 cm) dont silex. Quelques fibres organiques et fragments de coquilles de gastéropodes.
- 45-68 cm : silt argileux tourbeux brun grisâtre très riche en fibres organiques et fragments ligneux, ces derniers sont plus abondants vers la base. Quelques gros gastéropodes entiers.
- 68-71 cm : transition sans fragments ligneux
- 71-85 cm : silt argileux gris moyen, très riche en coquilles plus ou moins fragmentées et en « mycéliums » carbonatés. Les tiges végétales grossières, en position plus ou moins verticale, sont abondantes.
- 85-108 cm : silt argilo-sableux (SM-SG) grisâtre moyen, plus brunâtre vers la base, très riche en fibres organiques. Rares fragments de coquilles de gastéropodes.
- 108-155 cm : silt argilo sableux (SM-SG) et graveleux grisâtre moyen légèrement bleuâtre. Les graviers sont de plus en plus gros et abondants vers la base (Ø jusqu'à 4 cm) (silex, graviers éocènes). Quelques passées diffuses sont plus brunes. Nombreuses fibres végétales et quelques fragments de coquilles de gastéropodes. HCl- sauf coquilles.

- 155-175 cm : matériau hétérométrique, sablo-graveleux à matrice silto-argileuse compacte assez abondante grisâtre clair. Peu de fibres organiques. HCl+.
- 175-195 cm : matériau hétérométrique, graviers et petits galets dominants (Ø jusqu'à 6 cm). Un peu de sables hétérométriques, peu à pas de matrice silto-argileuse. HCl+ sur sables et matrice.
- 195-230 cm : perte de sédiment.
- 230-272 cm : matériau hétérométrique. Graviers (Ø jusqu'à 5 cm, surtout silex) et sables hétérométriques assez propres. Peu de matrice silto-argileuse. HCl-.
- 272-302 cm : matériau hétérométrique. Matrice silto-argileuse kaki abondante et graviers (Ø jusqu'à 5 cm). Sables moins abondants. Très compact. HCl-.
- 302-400 cm : matériau hétérométrique. Matrice silto-argileuse gris sombre abondante moins compacte. Graviers et galets (Ø jusqu'à 6 cm) et sables hétérométriques épars. Unité homogène. HCl-.
- 400-450 cm : sables et graviers hétérométriques à matrice silto-argileuse grisâtre peu abondante.
- 450-467 cm : sables (SM-SG) et graviers (< 1 cm) hétérométriques, propres, sans matrice silto-argileuse.
- 467-500 cm : matériau hétérométrique. Sables et graviers (silex majoritaires et meulière) et abondante matrice silto-argileuse gris sombre.
- 500-600 cm : idem 302-400 cm avec un bloc de meulière grise à 570-580 cm.
- 600-652 cm : perte de sédiment.
- 652-800 cm : idem 302-400 cm.

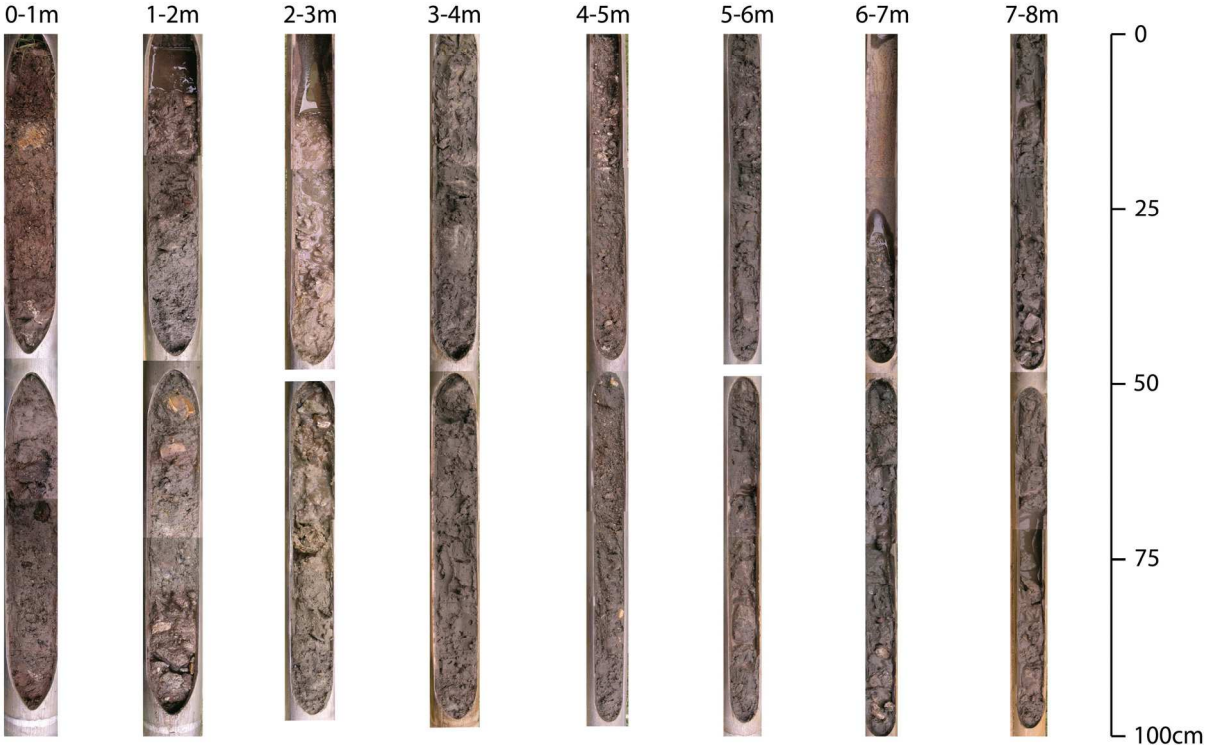


***Figure 2.27** : photographie de la carotte LAV5 entre 0 et 8 m de profondeur*

Dans ce forage de 8 m de profondeur, seule la partie supérieure de la carotte (0-155 cm) a montré des sédiments typiquement fluviatiles (faciès SiSaA, SiT et SaG). Des

lentilles de faciès RA et FV y sont intercalées. Dessous (155-800 cm), les dépôts sont plus hétérométriques, d'aspect perturbé et de faciès FV ; le substrat crayeux sénonien n'a pas été atteint.

2.4.3.3. Distribution des faciès sédimentaires dans le transect LAV

La carotte LAV5 est exceptionnelle par l'épaisseur de sédiments superficiels traversés (8 m). Dans les forages LAV3 et LAV4, le substrat crayeux sénonien a été rencontré entre 210 et 120 cm de profondeur (Fig. 2.28). Dans les forages LAV1 et LAV2, le substrat n'a pas été rencontré par suite de refus (niveau à blocs très durs à la base), mais il remonte probablement en raison de la proximité du versant nord-est abrupt. Dans le forage LAV6, un refus à 420 cm de profondeur n'a pas permis d'atteindre le substrat. Ce transect est donc caractérisé par la profondeur très variable du substrat calcaire, qui évoque localement des phénomènes de dissolution karstique (doline au droit du forage LAV5). Le long du transect, 3 faciès fluviatiles (faciès SaG, SiSaA et SiT) et 3 faciès non fluviatiles (faciès CB, FV et RA) ont été observés dans la partie supérieure du comblement de fond de vallée entre 0 et 2 m.

Le faciès **SaG** (40 à 90 cm d'épaisseur) repose sur le substrat crayeux (forages LAV3 et LAV4) ou sur le faciès FV (LAV5, Fig. 2.28). C'est un sédiment sablo-graveleux hétérométrique (Ø jusqu'à 4 cm, dont silex et éléments éocènes) à matrice silto-argileuse, grisâtre, brunâtre ou bleuâtre plus ou moins abondante. Il contient des débris organiques et des fragments de coquilles de mollusques.

Le faciès **SiSaA** recouvre le faciès SaG (forages LAV3 et LAV5) ou le faciès CB (LAV4). Ce faciès domine jusqu'en surface dans le remplissage fluviatile (environ 50 à 80 cm d'épaisseur). La fraction silteuse semble dominer et la fraction sableuse, bien présente, est constituée de sables parfois hétérométriques. Les débris organiques et fragments de coquilles de mollusques y sont fréquents.

Le faciès **SiT** est intercalé dans le faciès SiSaA (forage LAV5). C'est un silt tourbeux caractérisé par l'abondance des fragments ligneux, des tiges végétales souples et des fragments de coquilles de mollusques.

Le faciès **FV** est très représenté sur ce transect en bas du versant sud-ouest, où il comble la dépression dans le substrat (forages LAV5 et LAV6) et peut s'intercaler dans le faciès SiSaA (LAV5). Il est composé d'éléments grossiers siliceux (graviers, galets de silex, meulières, éléments siliceux éocènes) emballés dans une matrice silto-sablo-argileuse plus ou moins abondante et compacte de couleur variée (grisâtre, bleuâtre, verdâtre ou jaunâtre).

Le faciès **RA** constitue une mince couche de 8 cm intercalée dans le faciès SiSaA (forage LAV5). C'est un matériau hétérométrique riche en matrice silto-argileuse et en graviers, dont de nombreux fragments d'ardoise.

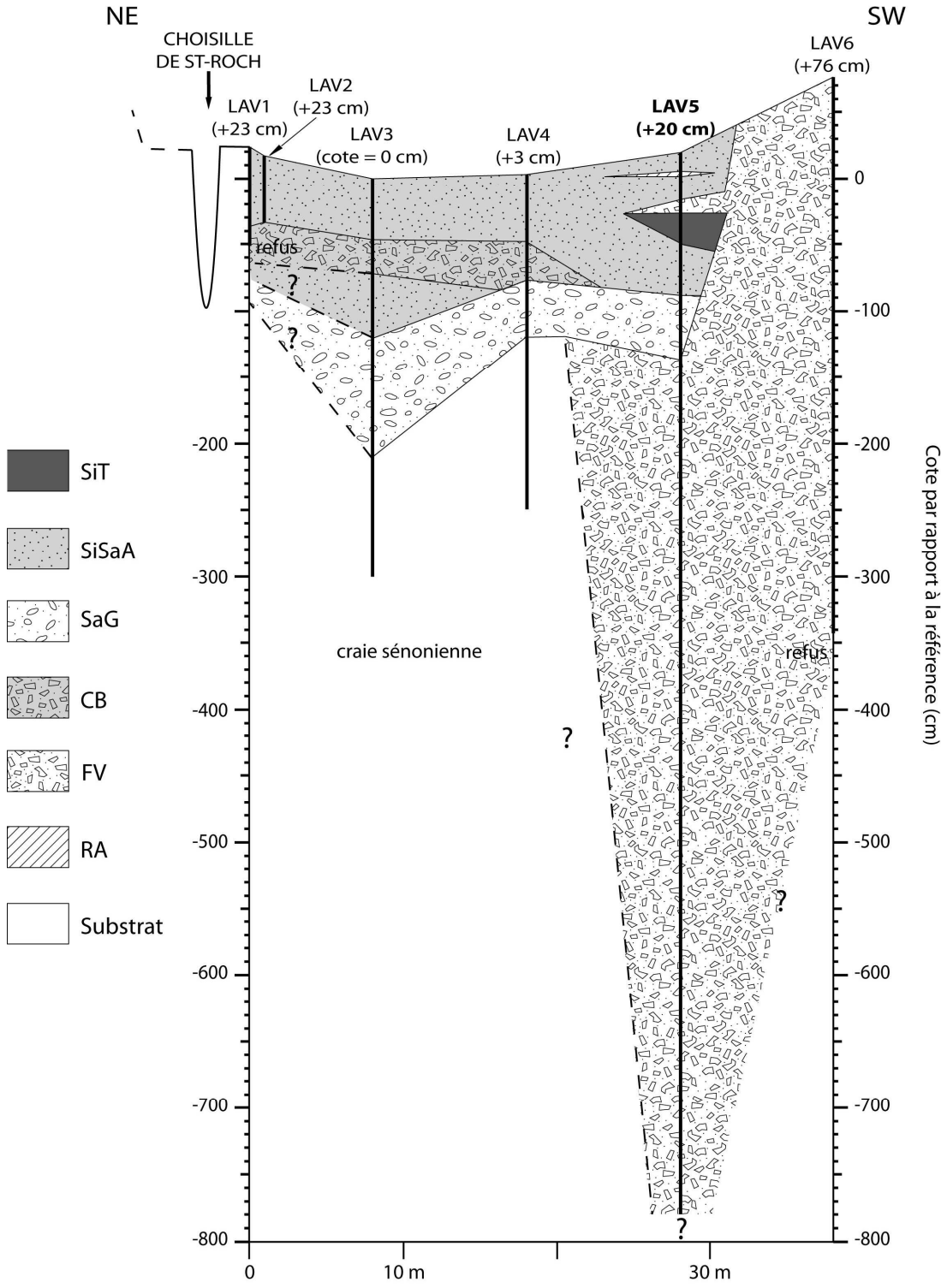


Figure 2.28 *: transect lithologique sur le site LAV*

Le faciès **CB** forme une couche d'environ 30 cm d'épaisseur dans les forages LAV1 à LAV4. C'est un matériau hétérométrique à matrice silto argileuse abondante et à éléments grossiers pouvant dépasser 10 cm.

En résumé, dans le transect LAV, le remplissage fluviatile, peu épais (jusqu'à environ 2 m), est constitué du faciès SiSaA dominant et des faciès SaG basal et SiT (Fig. 2.28). Des dépôts non fluviatiles sont composés du faciès CB, intercalé dans les alluvions, ou du faciès FV bien représenté en bas du versant sud-ouest où il comble notamment une dépression supérieure à 8 m dans la craie sénonienne.

2.4.4. Le site de la Billonnière (BIL)

2.4.4.1. Localisation des forages

Le transect BIL (Fig. 1.21 et 1.24) est long de 68 m entre les points de coordonnées « N 47°26'04 ; E 0°37'25'' » et « N 47°26'03'' ; E 0°37'23'' » (Fig. 2.29a). Situé exclusivement en rive droite de la Choisille de St-Roch, il recoupe une peupleraie (Fig. 2.29b) : le chenal actuel se situe au pied du versant en rive gauche. Les forages sont distants de 5 à 10 m.

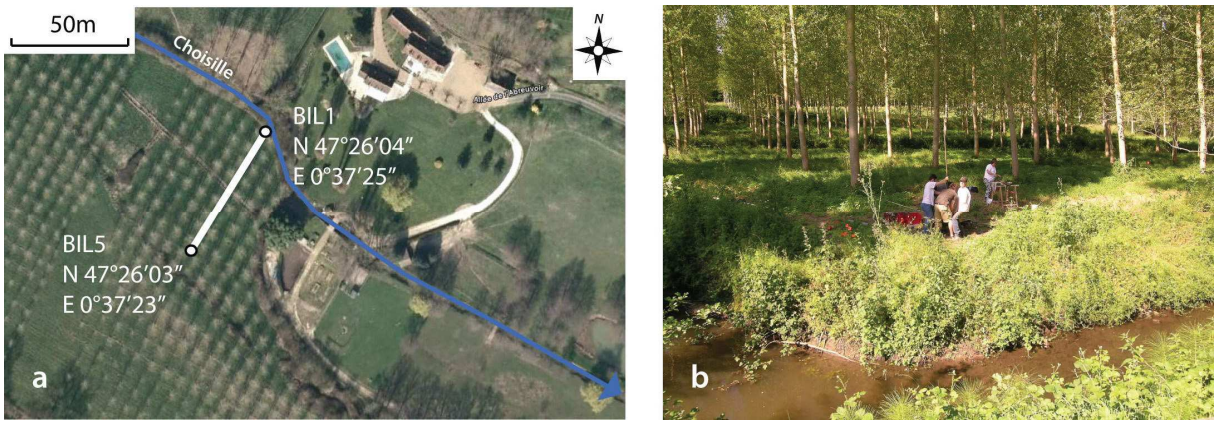


***Figure 2.29** : site BIL. (a) : vue aérienne de la localisation du transect (source : ©2010 Tele Atlas-©2009 Google) ; (b) : vue du fond de vallée (regard vers le sud-ouest)*

2.4.4.2. Description du forage de référence (BIL8)

Le forage BIL8 a traversé (Fig. 2.30) :

- 0-25 cm : silt argileux brun sombre à sables (SF-SG) et petits graviers <1 cm épars. Structure grumeleuse, racines actuelles, quelques fragments de coquilles de gastéropodes. HCl+.
- 25-40 cm : idem 0-25 cm, plus clair, moins grumeleux et plus compact. Fragments de briques et graviers hétérogènes, fragments de charbon entre 32 et 38 cm. HCl+.
- 40-70 cm : silt argileux grisâtre compact à taches ocres (20 % en haut, 60 % en bas) et concrétions de Mn (40-60 cm). Quelques coquilles de gastéropodes peu fragmentées. HCl+ au sommet et HCl- à la base.

- 70-120 cm : silt argileux grisâtre clair au sommet et moyen à la base avec quelques taches ocres (5-10 %). Toucher plastique à crémeux. Quelques fibres organiques, plus abondantes et disposées verticalement entre 90 et 120 cm. HCl-.
- 120-160 cm : silt argileux grisâtre moyen, avec évolution progressive de la teinte, plus sombre et bleuâtre vers la base. Quelques fibres végétales. HCl-.
- 160-180 cm : silt argileux gris sombre bleuâtre à noirâtre, enrichi en fibres organiques brunes plus grossières (Ø quelques mm, longueur quelques cm). HCl-.
- 180-215 cm : tourbe silteuse brune à brun noirâtre, gros fragments ligneux et petites fibres végétales organiques. Un gravier. HCl-.
- 215-218 cm : transition plus silteuse avec graviers. Panaché de gris (silteux) et de brun (tourbeux). HCl-.
- 218-228 cm : sables et graviers hétérométriques (Ø jusqu'à 4 cm) et matrice silto-argileuse grisâtre moyennement abondante. HCl+.
- 228-235 cm : silt argileux grisâtre à graviers (Ø jusqu'à 4 cm) et tiges ligneuses grossières. HCl+.
- 235-256 cm : sables et graviers (Ø jusqu'à 2 cm) hétérométriques à matrice silto-argileuse grisâtre foncée moyennement à peu abondante. Quelques tiges ligneuses. HCl+.
- 256-270 cm : silt argileux très sableux (SF-SM) à graviers. Quelques tiges ligneuses. Possible remaniement du substrat. HCl+.
- 270-300 cm : sable silto-argileux (SF), gris blanchâtre homogène, compact. HCl+. Substrat.

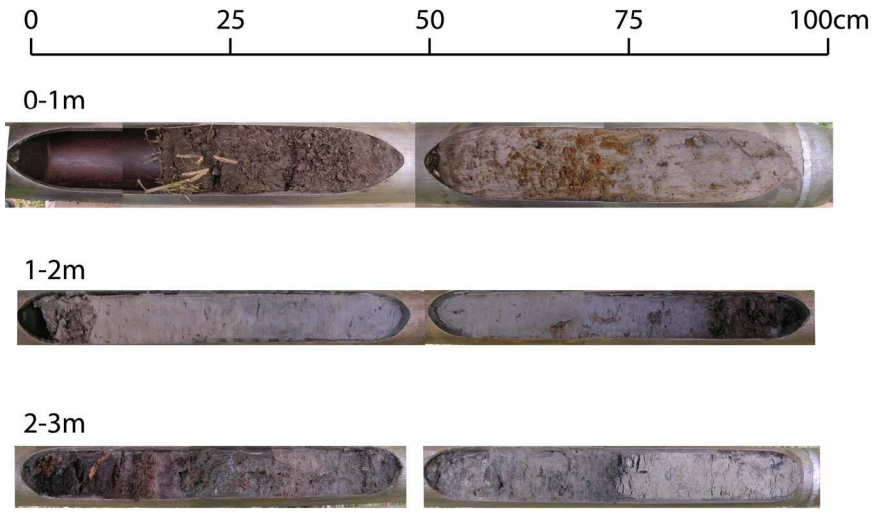


***Figure 2.30** : photographie de la carotte BIL8 entre 0 et 3 m de profondeur*

Ce forage a traversé 270 cm de sédiments fluviatiles au dessus de sables calcaires du Sénonien : des faciès silto-argileux plus ou moins sableux jusqu'à 190 cm de profondeur puis un faciès silto-tourbeux entre 190 et 215 cm et un faciès sablo-graveleux entre 215 et 270 cm.

2.4.4.3. Résultats des analyses sur le forage de référence BIL8

L'analyse de 26 échantillons a permis de définir l'existence de 5 faciès fluviatiles distincts entre 0 et 270 cm de profondeur : alternance de silt sablo-argileux (SiSaA), silt argileux peu organique (SiAo), silt argileux organique (SiAO) et silt tourbeux (SiT), au dessus de sables et graviers fluviatiles (SaG) (Fig. 2.31). De plus, des remblais anthropiques (RA) ont aussi été observés.

Le faciès **SiSaA** est le plus représenté jusqu'à 218 cm de profondeur. La fraction détritique silico-clastique est majoritaire (74 à 98 % du bulk). Les teneurs en carbonates sont généralement assez faibles (≤ 7 %) mais peuvent atteindre 18 % entre 215 et 218 cm de profondeur. La teneur en MO suit une évolution assez similaire à la teneur en carbonate : généralement ≤ 5 %, elle peut atteindre 8 % dans le sol actuel en partie supérieure ou entre 215 et 218 cm de profondeur. Granulométriquement, la fraction limoneuse est dominante dans ce faciès (72 à 86 % de la fraction minérale). La teneur en sables varie de 10 à 23 % selon les niveaux tandis que la fraction argileuse reste minoritaire (3 à 10 %). La fraction sableuse est surtout constituée de SF (8 à 17 % du bulk), excepté vers le sommet de la carotte où les SM, SG et graviers peuvent apparaître.

Le faciès **SiAo** apparait dans deux niveaux au sein du faciès SiSaA (40-60 cm et 130-140 cm de profondeur), où il constitue des passées plus pauvres en sables (< 10 %, SF dominant), les teneurs en carbonates et en MO étant du même ordre de grandeur dans les deux faciès. La fraction limoneuse y est donc largement dominante (85 à 90 %). Le faciès **SiAO** (180-190 cm de profondeur) est surtout caractérisé par une teneur en MO plus élevée (13 %) en transition avec le faciès SiT sous jacent (Fig. 2.31).

Le faciès **SiT** (190-215 cm de profondeur) est marqué par des teneurs plus élevées en MO (31 à 37 %) et en carbonates (14 à 30 % constitués essentiellement de fragments de coquilles de mollusques). L'analyse granulométrique montre que les limons sont dominants (65 à 75 %), la fraction sableuse (21 à 24 %, SF majoritaires) étant cependant plus abondante que dans les faciès SiAo et SiAO, avec parfois un peu de graviers. La fraction argileuse est particulièrement faible (3 à 4 %).

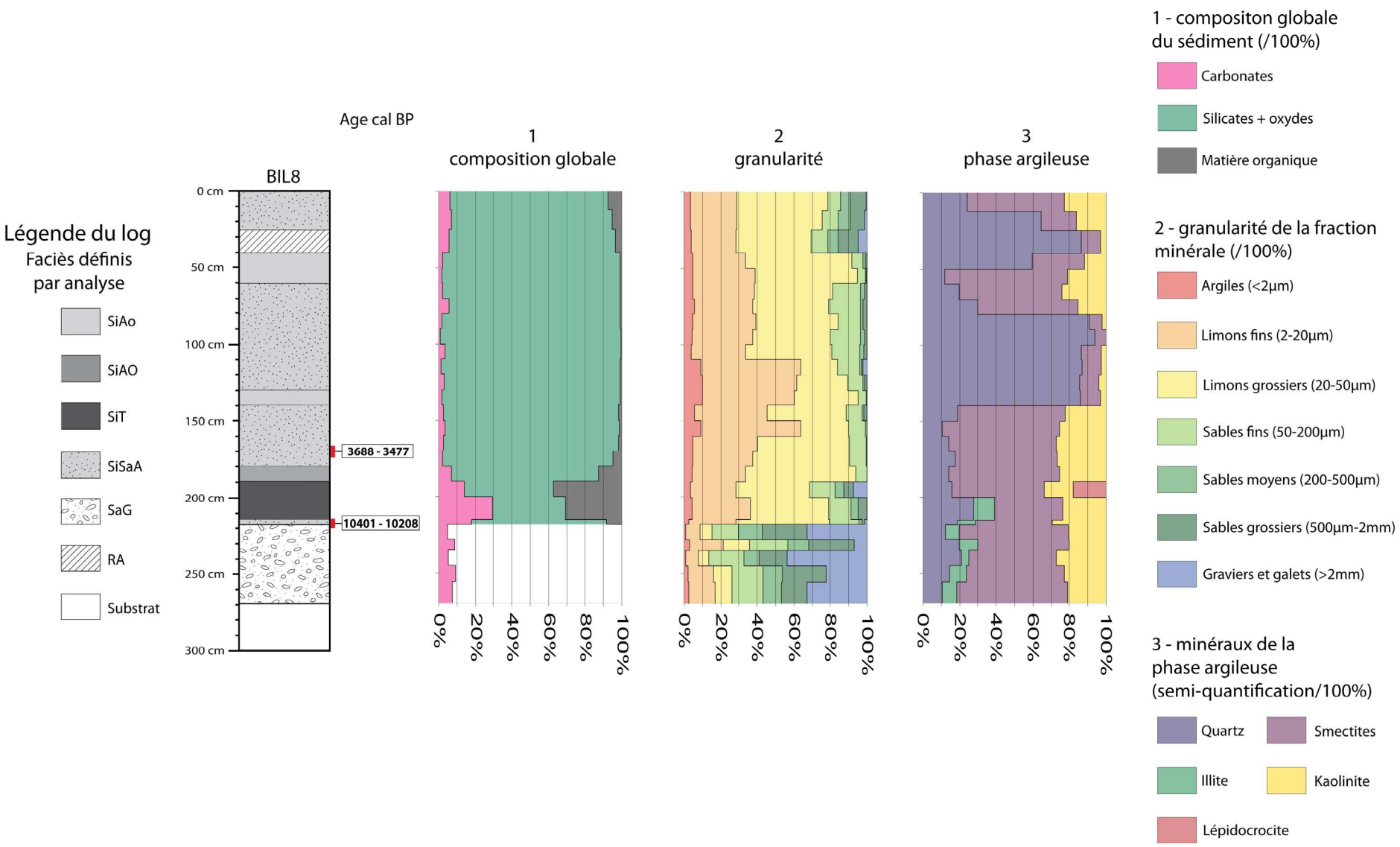


Figure 2.31 *: résultats des analyses dans le forage BIL8*

Le faciès **SaG** se trouve à la base de la colonne sédimentaire entre 218 et 270 cm (Fig. 2.31). Des fragments végétaux sont fréquents dans ce faciès où la teneur en MO n'a pu être mesurée, et les teneurs en carbonates oscillent entre 5 et 10 % (grains détritiques). La fraction sableuse, hétérométrique, domine (41 à 57 % du bulk). Les éléments grossiers (> 2 mm) constituent de 7 à 44 % du bulk et sont constitués de silex, meulières et d'éléments siliceux blanchâtres ou rougeâtres éocènes. Dans ce matériau grossier, la fraction limoneuse est assez abondante (14 à 23 % du bulk) alors que la fraction argileuse est systématiquement < 3 %.

Le niveau anthropique (faciès **RA**) observé entre 25 et 40 cm de profondeur est marqué par son aspect perturbé et par la présence de fragments de matériaux de construction (fragments de roches et ardoises) peu abondants emballés dans une matrice hétérométrique limoneuse (66 % du bulk).

La composition de la fraction < 2 µm est très variable d'un faciès à l'autre et au sein d'un même faciès, notamment les teneurs relatives en quartz et en smectites et kaolinite. L'illite est présente en profondeur (200-270 cm) dans les faciès SiT, SiSaA et SaG et la lépidocrocite (190-200 cm) dans le faciès SiT.

La masse volumique apparente (ρ en $g.cm^{-3}$) a été mesurée sur 13 échantillons de la carotte BIL8 (Tab. 2.5). Dans le faciès SiSaA les valeurs de ρ sont plus importantes vers le sommet (1 à 1,3 $g.cm^{-3}$ entre 10 et 97 cm de profondeur) que vers la base de la carotte (0,7 à 0,9 $g.cm^{-3}$ entre 150 et 165 cm). Les valeurs de ρ oscillent entre 0,7 et 0,9 $g.cm^{-3}$ dans le faciès SiAo et sont de 0,3 $g.cm^{-3}$ dans le faciès SiT.

Profondeur (cm)	ρ ($g.cm^{-3}$)	Faciès
10-17	**1,0**	SiSaA
60-67	**1,1**	SiSaA
75-82	**1,3**	SiSaA
90-97	**1,3**	SiSaA
120-125	**0,8**	SiAo
125-130	**0,9**	SiAo
130-135	**0,8**	SiAo
150-155	**0,7**	SiSaA
155-160	**0,8**	SiSaA
160-165	**0,9**	SiSaA
200-205	**0,3**	SiT
205-210	**0,3**	SiT
210-215	**0,3**	SiT

***Tableau 2.5** : valeurs de la masse volumique apparente des sédiments (ρ en $g.cm^{-3}$) dans la carotte BIL8*

2.4.4.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect BIL

La carotte BIL8 illustre bien la variété des faciès fluviatiles observés dans le transect BIL (Fig. 2.32). Cependant, la distribution de ces faciès dans le transect est assez complexe, avec en plus la présence des faciès CB et FV en partie sud-ouest du transect.

Le substrat, constitué de sables calcaires sénoniens à passées marneuses, a été rencontré dans tous les forages entre 215 et 365 cm de profondeur (respectivement BIL4 et BIL9). La forme de son toit montre de fortes irrégularités avec la plus forte dépression à BIL9 (192 cm de dénivelé).

Sur le substrat repose généralement le faciès **SaG** épais de 23 à 117 cm. La forme du toit de ces dépôts est très irrégulière, avec jusqu'à 2 m de dénivelé entre les points hauts (forages BIL4, BIL5, BIL7et BIL8) et les points bas (BIL2 et BIL9). Le faciès SaG peut aussi se trouver en petites couches dans les autres faciès (BIL1). Ce sont des sables quartzeux et graviers à galets hétérométriques siliceux à matrice silto-argileuse grisâtre moyennement à peu abondante. Le faciès ne contient pas d'éléments carbonatés.

Le faciès **CB**, épais de 142 cm au maximum (forage BIL6), recouvre les dépôts SaG ou directement le substrat (BIL6). Ce faciès est caractérisé par l'abondance de graviers et de galets (jusqu'à 5 cm de diamètre) siliceux et anguleux, emballés dans une matrice silto-sablo-argileuse grisâtre très abondante. Il contient des fragments organiques.

Les dépôts organiques de faciès **SiT**, pouvant atteindre 30 cm d'épaisseur, se trouvent à des cotes différentes au dessus de SaG (points hauts ou points bas). Sur BIL9, le sédiment a livré un âge de 9690-9493 cal BP (Boréal) à 225-237 cm de profondeur (cotes -209 à -221 cm dans le transect) (Tab. 2.1). C'est un sédiment silto-tourbeux brunâtre à brun noirâtre, riche en fragments ligneux et petites fibres végétales, avec des coquilles de mollusques (gastéropodes et lamellibranches). Il contient un peu de sable et parfois des graviers.

Le faciès **SiAO** est souvent associé à SiT (forages BIL8 et BIL9) mais peut aussi former des couches pluridécimétriques (35 cm au maximum) intercalées dans le faciès SiSaA. C'est un silt argileux brunâtre ou grisâtre, sombre, à fragments organiques moyennement abondants (fibres, tiges, feuilles, brindilles) et à coquilles de mollusques lamellibranches et gastéropodes.

Le faciès **SiSaA** constitue la majeure partie du comblement fluviatile. Il peut reposer directement sur les dépôts SaG et atteindre 272 cm d'épaisseur (forage BIL2). C'est un silt argileux plus ou moins sableux, brunâtre à taches ocres et concrétions ferrugineuses millimétriques en contexte oxydant et grisâtre en milieu réducteur. Il renferme des passées très sableuses homométriques à SM ou SG, les sables étant essentiellement quartzeux, comme dans BIL8, mais contenant parfois des grains carbonatés détritiques. Cinq dates ^{14}C ont été obtenues dans ce faciès : 10401-10208 cal BP (Préboréal) à 215-220 cm et 3688-3477 cal BP (Subatlantique, Âge du Bronze) à 166-177 cm de profondeur dans le forage BIL8, 1297-1093 cal BP (Haut Moyen-âge) à 160-175 cm dans le forage BIL9, 1261-1002 cal BP (Haut Moyen-âge) à 66-70 cm dans le forage BIL3, 467-155 cal BP (post Moyen-Âge) à 94-100 cm dans le forage BIL7 et 287-0 cal BP à 80-90 cm dans le forage BIL1 (Tab. 2.1).

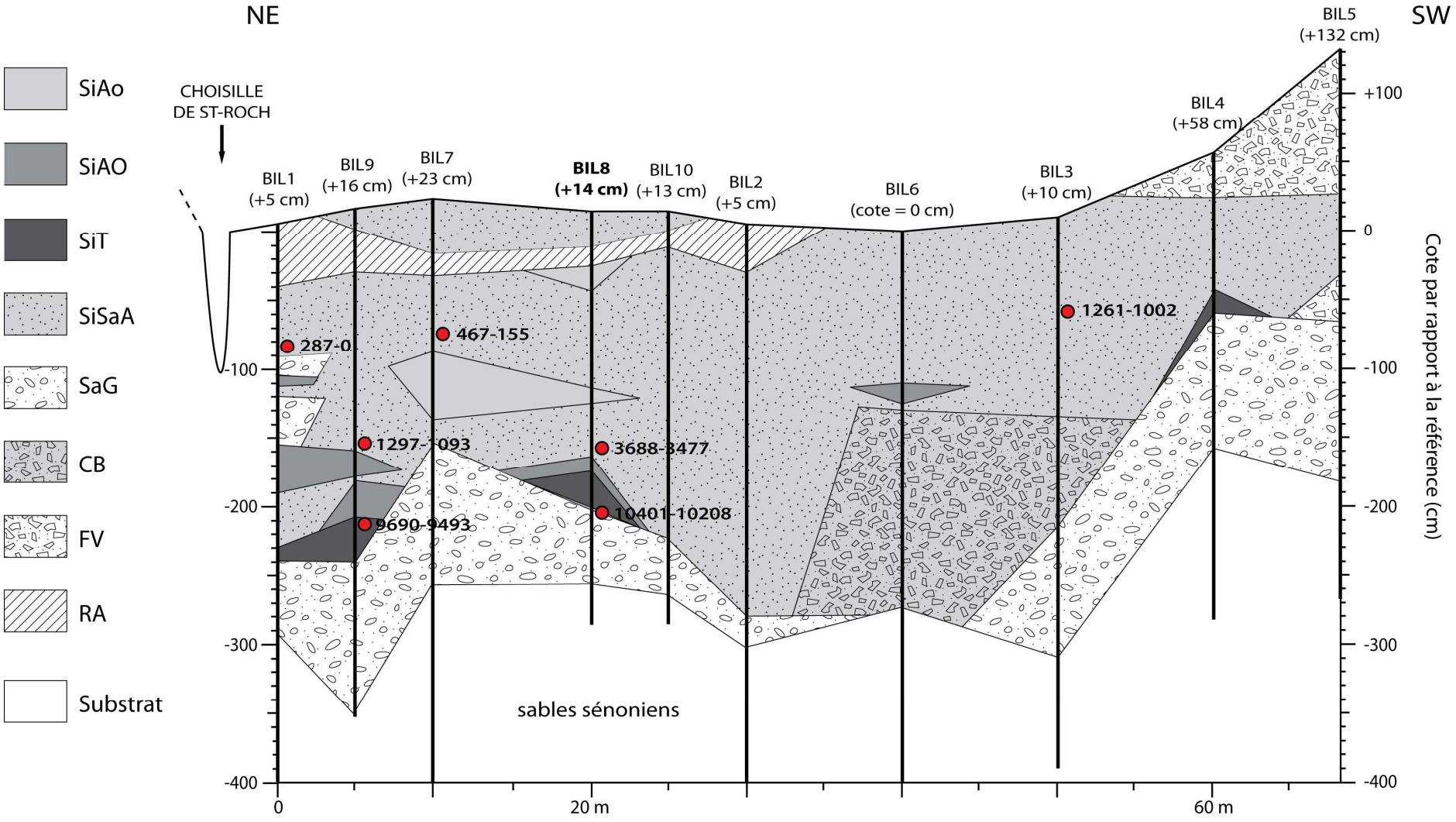


Figure 2.32 *: transect lithologique sur le site BIL*

Le faciès **SiAo** correspond à des passées plus fines granulométriquement au sein des dépôts SiSaA (BIL7 et BIL8). C'est un silt argileux grisâtre, peu organique (fibres et fragments ligneux épars) pouvant contenir des coquilles de gastéropodes.

Des dépôts de versant (faciès **FV**) ont été observés en bas du versant sud-ouest, où ils sont intercalés entre les faciès SaG et SiSaA (forageBIL5), ou constituent la partie supérieure du remplissage sédimentaire (BIL4 et BIL5). Ce sont des silts sablo-argileux contenant des graviers et galets, calcaires ou siliceux, pouvant atteindre 5 cm de diamètre. De nombreux petits charbons y ont été observés.

Le faciès **RA** constitue une couche d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique continue entre les forages BIL1 et BIL2 dans la partie nord-est du transect. Il peut être recouvert de sédiments fluviatiles (faciès SiSaA) dans les forages BIL7 à BIL10. Ce faciès a une structure perturbée. Il est riche en graviers et galets d'origine locale (silex, meulière, calcaire) et en fragments d'origine anthropique (ardoise, terres cuites).

En résumé, dans le transect BIL, le toit du substrat présente de fortes irrégularités et 5 faciès fluviatiles ont été identifiés dans le remplissage sédimentaire : le faciès SaG basal est recouvert par les faciès SiT ou SiSaA, lequel est dominant et peut contenir des lentilles intercalées de faciès SiAo, SiAO ou SaG (Fig. 2.32). Des faciès non fluviatiles ont également été observés : faciès CB épais à la base du remplissage, faciès FV en bas du versant sud-ouest ou faciès RA vers le sommet. Les 7 dates ^{14}C obtenues montrent des âges du Préboréal, du Boréal et du Subatlantique.

2.5. Données sédimentologiques acquises en partie amont de la vallée de la Grande Choisille : secteur C

Dans le secteur C, en partie médiane de la vallée principale (Fig. 1.21), les 2 transects amont-aval distants d'approximativement 150 m ont été étudiés : transect au site du Poirier (POI, 11 forages) et transect au site de la Grande Brousse (BRO, 14 forages) (Fig. 1.21 et 1.25), la description de ce dernier transect étant basée sur le rapport d'étude de Cyprien-Chouin *et al.* (2004). Du fait de notre prospection tardive dans ce secteur, aucun forage de référence n'a été analysé. Les faciès ont été interprétés par analogie avec ceux des autres transects. Egalement, le rapport d'intervention géoarchéologique de Pont-Tricoire et Musch (2004) montre l'existence d'une terrasse alluviale dans ce secteur, la terrasse de Baigneux (Fig. 1.21 et 1.25).

2.5.1. Le site du Poirier (POI)

2.5.1.1. Localisation des forages

Le transect POI réalisé en fond de vallée est long de 210 m entre les points de coordonnées « N 47°29'15'' ; E 0°40'32'' » et « N 47°29'09'' ; E 0°40'38'' » (Fig. 2.33a). Il recoupe une prairie de fauche en rive droite (Fig. 2.33b) et un champ cultivé en rive gauche. La distance entre les forages varie de 18 à 30 m. Vers le nord-ouest, le transect n'a pu être prolongé jusqu'au bas de versant en raison de la présence de la route.

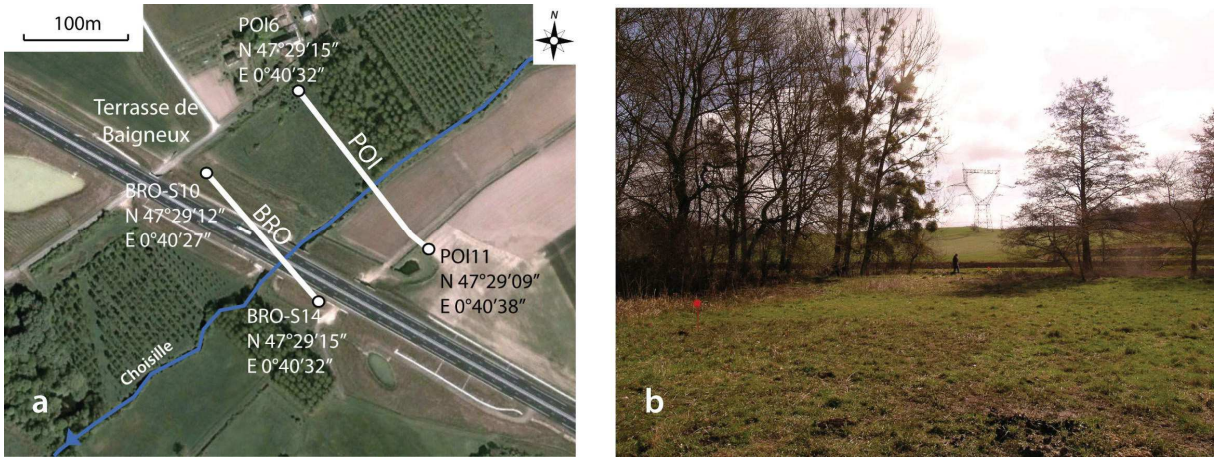


***Figure 2.33** : sites POI et BRO et terrasse de Baigneux.*
(a) : vue aérienne de la localisation des transects (source : ©2010 Tele Atlas-©2009 Google) ; (b) : vue du fond de vallée à POI (regard vers le sud-est)

2.5.1.2. Description du forage POI4

Le forage POI4, assez représentatif de la stratigraphie sur ce secteur, a traversé une épaisseur de 382 cm de dépôts fluviatiles au dessus de la craie crétacée (Fig. 2.34) :

- 0-24 cm : silt argileux brun grisâtre moyen, un peu grumeleux, à taches ocres (<5%). Quelques racines actuelles. HCl-.
- 24-29 cm : silt argileux gris brunâtre très clair homogène, plastique. Quelques débris organiques. HCl-.
- 29-45 cm : silt tourbeux gris brunâtre très sombre, très riche en petite fibres organiques, quelques tiges organiques plus grossières (phragmites). HCl-.
- 45-80 cm : tourbe peu silteuse brun moyen à sombre, légèrement roussâtre, très riche en petites fibres organiques et tiges de phragmites, insérées plutôt verticalement. HCl-.
- 80-125 cm : idem 45-85 cm, un peu plus silteux. HCl-.
- 125-130 cm : transition
- 130-160 cm : silt tourbeux brun noirâtre, très riche en tiges organiques plus ou moins grossières et fragments ligneux. HCl-.

- 160-185 cm : silt argileux très organique, noirâtre, plastique, riche en tiges organiques brunes (dont phragmites) et fragments ligneux. HCl-.
- 185-265 cm : silt argileux gris foncé métallique, légèrement verdâtre, organique. Fragments ligneux et fibres végétales. HCl-.
- 265-295 cm : silt tourbeux noirâtre à nombreuses petites fibres brunes. HCl-.
- 295-300 cm : silt argileux gris très clair, légèrement sableux (SF). HCl-.
- 300-308 cm : idem 295-300 cm avec quelques graviers.
- 308-330 cm : sables et graviers hétérométriques à matrice silto-argileuse gris très clair abondante. Graviers siliceux et fragments de tuffeau. HCl-.
- 330-348 cm : idem 308-330 cm à matrice silto-argileuse moins abondante. HCl+.
- 348-372 cm : sables et graviers hétérométriques avec très peu de matrice silto-argileuse. Graviers siliceux et calcaires. Fragments de bryozoaires. Assez ocre vers le bas.
- 372-382 cm : transition.
- 382-400 cm : craie blanchâtre, glauconieuse, à fragments de bryozoaires. HCl+. Substrat.

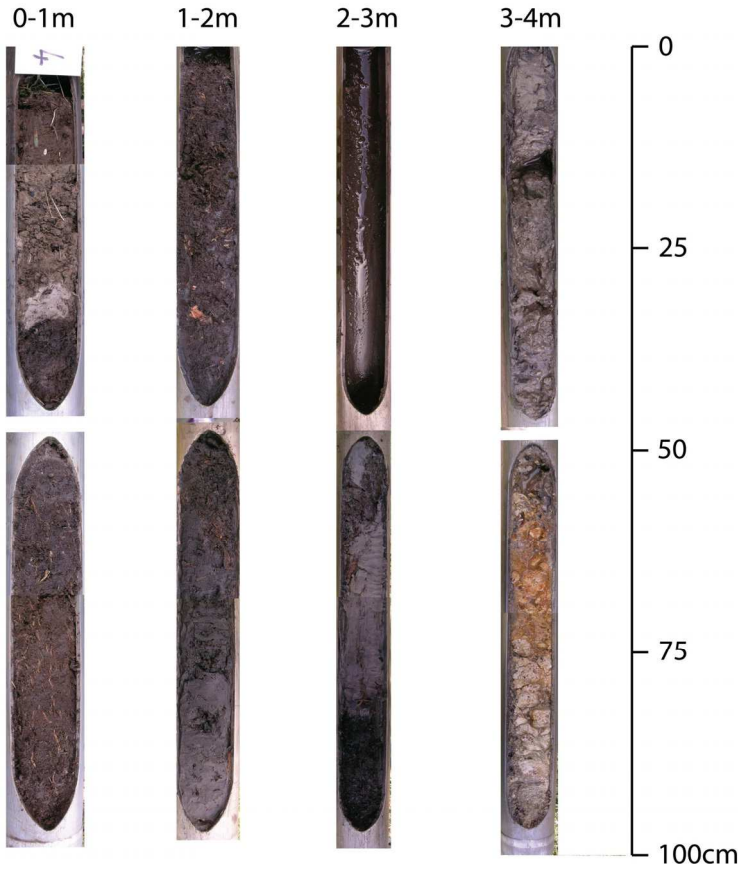


Figure 2.34 *: photographie de la carotte POI4 entre 0 et 4 m de profondeur*

Cinq faciès fluviatiles ont pu être mis en évidence dans ce forage. A la base de la carotte, un faciès sablo-graveleux à matrice silto-argileuse plus ou moins abondante repose sur la craie crétacée. Au dessus, les sédiments fluviatiles sont à dominance silteuse et

organique (faciès SiAO, passant aux faciès SiT puis TSi), excepté au sommet de la carotte où ils sont plus détritiques (faciès SiAo).

2.5.1.3. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect POI

Dans ce transect 6 faciès fluviatiles ont été identifiés : SaG, SiSaA, SiAo, SiAO, SiT et TSi (Fig. 2.35). Des dépôts de versant (faciès FV) et des remblais anthropiques (faciès RA) ont été observés aux extrémités du transect.

Tous les forages ont atteint le substrat (craie turonienne sableuse riche en glauconie) entre 215 à 545 cm de profondeur (cote de -69 à -517 cm sur le transect). La surface irrégulière du substrat présente deux dépressions à l'aplomb des forages POI1 et POI2-POI8, avec jusqu'à 2 m de dénivelé entre les hauts fonds et les bas fonds.

A la base du remplissage se trouve le faciès **SaG**, sauf dans le forage POI11 situé en bas de versant. Ces dépôts épais de 53 à 260 cm colmatent les irrégularités du substrat. Leur toit est en pente irrégulière vers le sud-est, avec une légère dépression (~ 50 cm) dans les forages POI8 et POI9. Ce sont des sables, graviers et galets hétérométriques (Ø jusqu'à 5 cm), un peu plus riches en matrice silto-argileuse vers le sommet que vers la base. Les éléments > 2 mm sont siliceux (silex, bioclastes crétacés, éléments siliceux éocènes) ou carbonatés (fragments de craie gréseuse), tout comme les sables (quartz majoritaire et grains carbonatés détritiques). Deux datations OSL ont été obtenues dans le forage POI1 : 11,91 ± 1,03 ka (Dryas récent) à 365-375 cm de profondeur et 7,86 ± 0,65 ka (Atlantique) à 392-402 cm de profondeur (Tab. 2.3). Une lentille décimétrique de SaG riche en coquilles de mollusques gastéropodes et lamellibranches a été observée intercalée dans le faciès SiAO dans le forage POI9.

Au dessus du faciès SaG, les faciès sédimentaires sont variés. Le faciès **SiAO** a été observé fréquemment dans les forages (sauf POI11) avec des intercalations de la plupart des autres faciès. C'est un silt-argileux, brunâtre à noirâtre non carbonaté. Les éléments organiques figurés sont des fibres ou tiges (phragmites) et/ou des fragments ligneux moins abondants que dans le faciès SiT. Dans le forage POI8, entre 225 et 230 cm de profondeur (cote -202 à -207 cm sur le transect), ce faciès a fourni un âge de 3373-3082 cal BP (Subatlantique - Âge du Bronze) (Tab. 2.1).

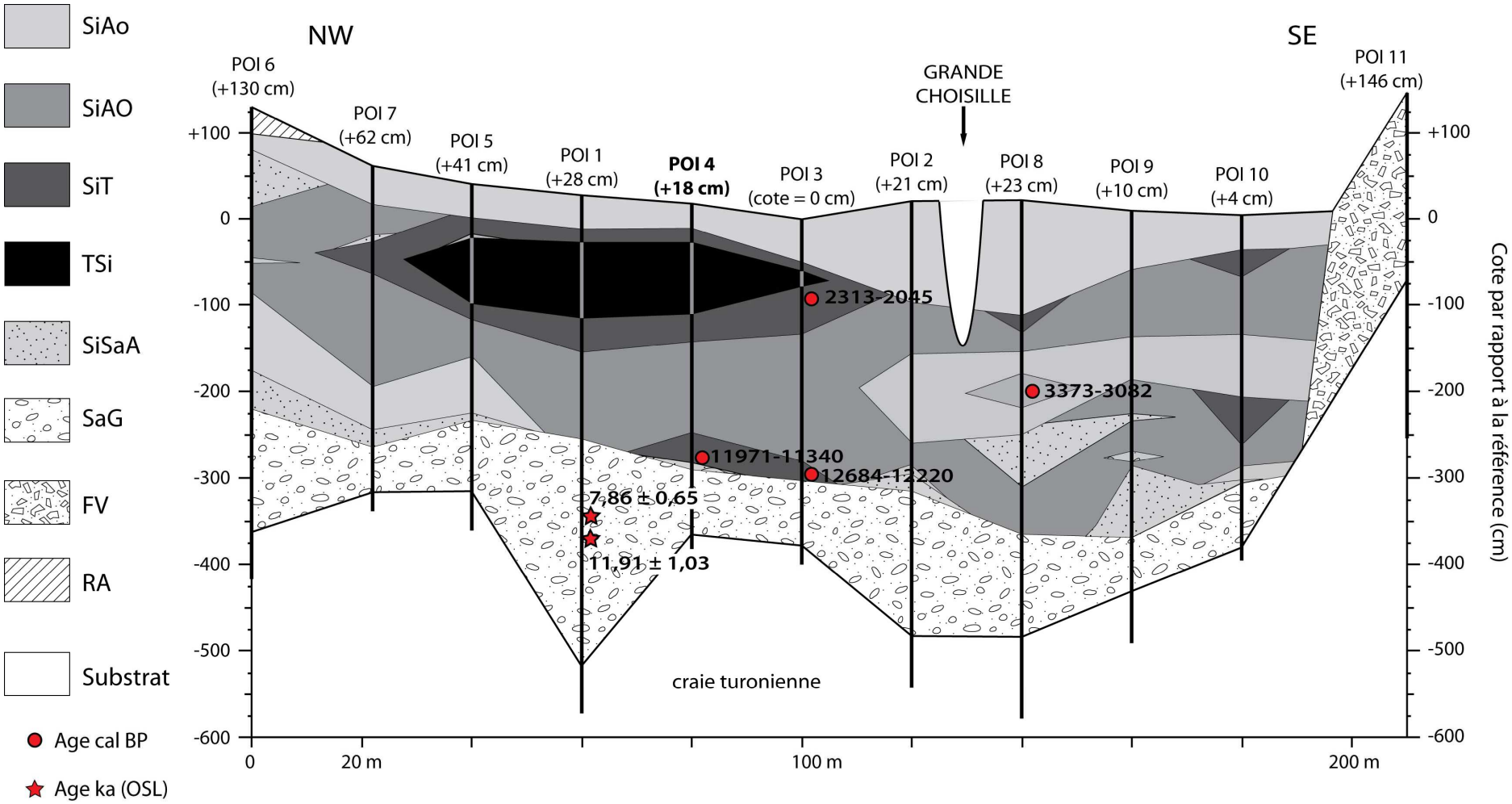


Figure 2.35 *: transect lithologique sur le site POI*

Le faciès **SiAo** forme une couche épaisse de 17 à 90 cm à la base de / ou intercalée dans le faciès SiAO, ou régulièrement présente avec une épaisseur de 45 à 133 cm en partie sommitale du remplissage sédimentaire (Fig. 2.35). C'est un sédiment silto-argileux, peu à pas carbonaté, brunâtre à grisâtre à taches ocre et boulettes ferrugineuses millimétriques en partie supérieure, gris verdâtre plus en profondeur, contenant parfois quelques éléments organiques figurés (fibres et racines). En partie supérieure, des concrétions ferrugineuses ou manganiques sont présentes, tandis que plus en profondeur, des concrétions carbonatées sont sporadiquement présentes. Ce faciès peut contenir des fragments de coquilles de mollusques.

Le faciès **SiT** a été observé directement sur les dépôts SaG (forage POI3) où il forme une lentille atteignant 30 cm d'épaisseur. C'est alors un silt-argileux noirâtre très riche en petites fibres organiques, avec de rares fragments ligneux et absence d'éléments carbonatés ; il est daté de 12684-12220 cal BP (Dryas récent) à 288-295 cm de profondeur sur POI3 et 11971-11340 cal BP (Préboréal) à 280 et 290 cm sur POI4 (Tab. 2.1). Le faciès SiT peut également former des lentilles plus organiques dans les faciès SiAO et SiAo (POI8 et POI10). Il encadre surtout le faciès TSi dans la moitié nord-ouest du transect où il est enrichi en fragments ligneux et a livré une date de 2313-2045 cal BP (Subatlantique - Âge du Bronze) à 95-100 cm dans le forage POI3 (Tab. 2.1).

Le faciès **TSi** constitue une lentille épaisse de 18 à 87 cm localisée en rive droite de la Choisille (cote -27 à -114 cm sur le transect). Cette tourbe parfois très peu silteuse, brun noirâtre, est composée de fibres et tiges organiques (dont phragmites) et de nombreux fragments ligneux. Les carbonates sont absents.

Des couches de faciès **SiSaA**, épaisses de 3 à 83 cm, recouvrent souvent les dépôts SaG. Ce faciès se trouve également en lentilles épaisses de 8 à 50 cm dispersées dans les faciès plus fins et organiques situés au-dessus. Dans ces sédiments, les sables sont majoritairement quartzeux, mais ils peuvent aussi contenir des grains carbonatés détritiques et parfois des grains de glauconie. La matrice silto-argileuse est plus ou moins abondante et quelques graviers siliceux ont parfois été observés. Des éléments organiques figurés (fibres notamment) peuvent être présents et les fragments de coquilles de malacofaune sont assez rares.

Le faciès **FV** est observé en bas du versant sud-est, où il repose sur le substrat dans tout le forage POI11 (215 cm d'épaisseur). C'est un matériau hétérométrique à matrice silto-argilo-sableuse abondante, avec des graviers et galets plus ou moins abondants pouvant atteindre 5 cm (silex et fragment crayeux crétacés).

Le faciès **RA** rencontré en partie sommitale du remplissage sédimentaire au nord-ouest du transect (forage POI6), à proximité d'un drain non pérenne, correspond probablement au curage de celui-ci. C'est un matériau silto-argileux un peu sableux brun grisâtre à éléments grossiers (Ø jusqu'à 5 cm) épars et à l'aspect perturbé.

En résumé, dans le transect POI, le substrat crayeux présente une surface très irrégulière, recouverte par le faciès fluviatile SaG qui a livré des dates OSL du Dryas récent et de l'Atlantique. Au dessus, les faciès fluviatiles SiAO, SiAo, SiT et SiSaA sont intercalés entre eux à différents niveaux. En rive droite de la Grande Choisille, les faciès SiT et TSi forment une lentille épaisse incluse dans les faciès plus détritiques. Au dessus de SaG, les

dépôts ont été datés du Dryas récent, du Préboréal et du Subatlantique. En bas du versant sud-est, d'épais dépôts FV ont été observés.

2.5.2. Le site de La Grande Brousse (BRO)

2.5.2.1. Localisation des forages

Le transect BRO (Fig. 1.21 et 1.25) a été réalisé en 2004 par l'équipe du Laboratoire d'Ecologie et des Paléoenvironnements Atlantiques (UMR 6566 CNRS) (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004). Le profil, situé entre les points de coordonnées « N 47°29'12'' ; E 0°40'27'' » et « N 47°29'15'' ; E 0°40'32'' » en fond de vallée (Fig. 2.33a), est long d'environ 170 m. La distance entre les forages, généralement de 10 m, atteint parfois 20 m. Une étude palynologique a été effectuée sur 3 forages (BRO-S1, BRO-S8, BRO-S13) (*cf.* § 4.1.3). Ce site est désormais situé sous le pont de l'autoroute A28.

2.5.2.2. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect BRO

Dans le rapport de Cyprien-Chouin *et al.* (2004), la description des faciès est faite avec des termes différents de ceux utilisés ici. Par souci d'homogénéisation ces termes ont été transcrits selon la nomenclature des faciès que nous avons observé dans le transect POI. Au total 5 faciès ou ensemble de faciès fluviatiles ont été définis, sans toutefois plus de précisons sur leur contenu sédimentaire (Fig. 2.36) :

- SiAo : « vase oxydée, vase grise, vase verte ».
- SiAO : « vase organique, vase noire ».
- TSi + SiT : « tourbe ».
- SiSaA : « vase sableuse, sable ± grossier ».
- SaG + Substrat : « socle / grave ».

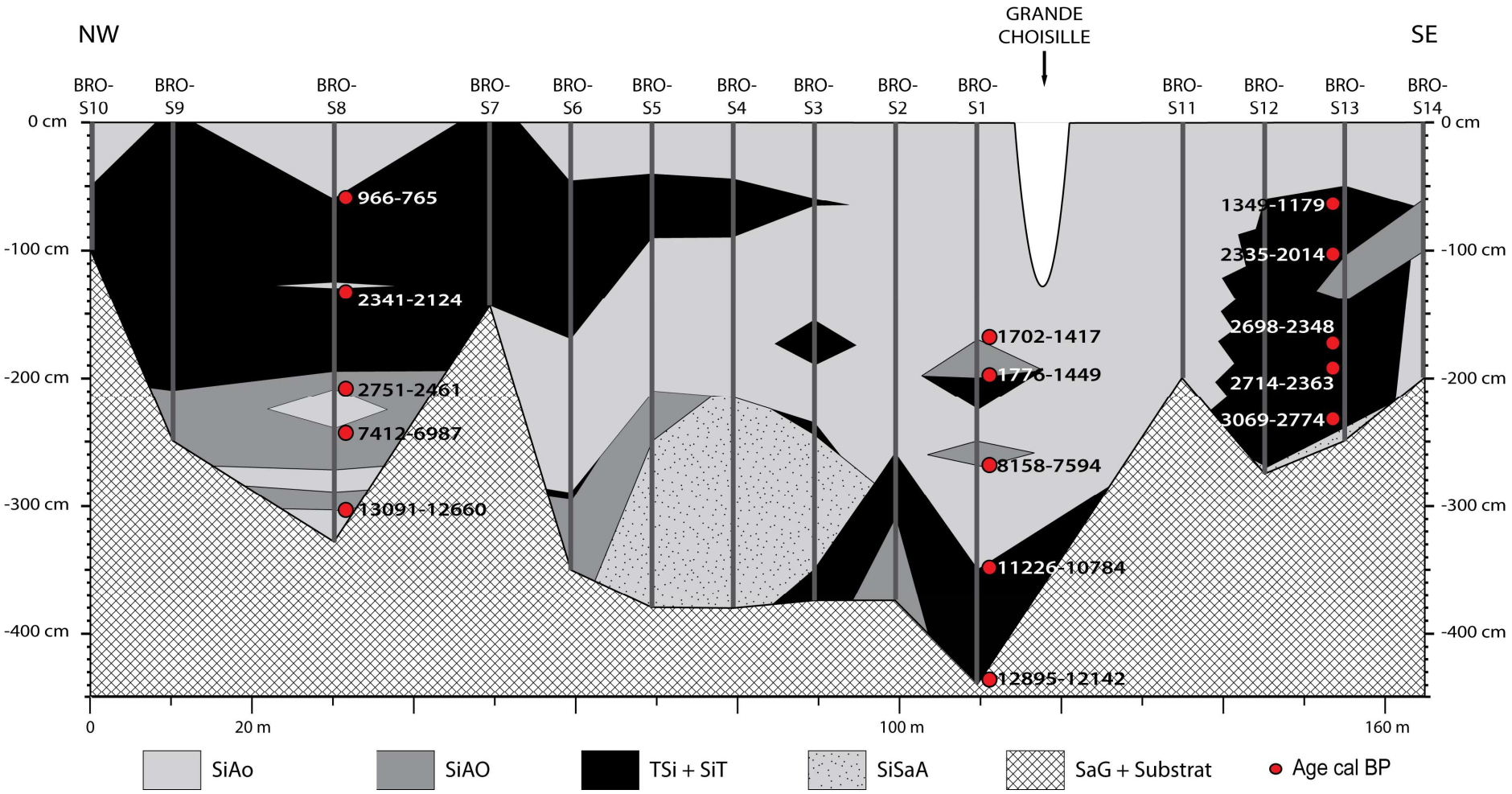


Figure 2.36 *: transect lithologique sur le site BRO*

La limite entre SaG et le substrat étant inconnue, on ne pourra que souligner l'irrégularité de la surface de base des couches silteuses et tourbeuses : ~ 230 cm de dénivelé entre BRO-S10 et BRO-S8 en partie nord-ouest du transect et ~ 240 cm de dénivelé entre BRO-S11 et BRO-S1 en partie médiane, avec un « haut fond » entre les forages BRO-S11 et BRO-S14.

Les faciès **TSi + SiT** sont bien représentés à plusieurs niveaux dans le remplissage fluviatile. Ils comblent la dépression principale au droit de BRO-S1 à BRO-S3, entre ~ 260 et 440 cm de profondeur. Dans BRO-S1, ces dépôts sont datés de 12895-12142 cal BP (fin Allerød – Dryas récent) entre 435 et 440 cm et de 11226-10784 cal BP (Préboréal) entre 345 et 350 cm (Tab. 2.1). Ils peuvent également former des lentilles épaisses de ~ 5 à 30 cm intercalées dans le faciès SiAo. Ils constituent surtout des corps épais jusqu'à ~ 205 cm dans BRO-S9, étendus en rive droite (BRO-S3 à BROS-10) et en rive gauche (BRO-S12 à BRO-S13) de la Grande Choisille. Dans le forage BRO-S8, ces sédiments ont été datés du Subatlantique, de 2341-2124 cal BP (Âge du Fer) entre 130 et 135 cm et de 966-765 cal BP (Haut Moyen-Âge à Moyen-Âge central) entre 55 et 60 cm de profondeur. Dans le forage BRO-S13, une série de 5 dates couvrant une partie du Subatlantique a été obtenue : 3069-2774 cal BP (fin de l'âge du Bronze) entre 230 et 235 cm, 2714-2363 cal BP (Âge du Fer) entre 190 et 195 cm, 2698-2348 cal BP (Âge du Fer) entre 170 et 175 cm, 2335-2014 cal BP (Âge du Fer) entre 100 et 105 cm et 1349-1179 cal BP (Fin Antiquité - Haut Moyen-Âge) entre 60 et 65 cm de profondeur (Tab. 2.1).

Le faciès **SiSaA** se trouve surtout en partie inférieure du remplissage sédimentaire fin, reposant sur les faciès TSi + SiT (forage BRO-S3) ou sur l'ensemble SaG + Substrat (BRO-S4 et BRO-S5) avec une épaisseur de ~ 105 à 135 cm (respectivement BRO-S3 et BRO-S4).

Le faciès **SiAo** constitue la majeure partie du remplissage sédimentaire, surtout en partie médiane du transect où son épaisseur peut atteindre ~ 350 cm dans BRO-S1. Dans ce dernier forage, le sédiment a livré un âge de 1702-1417 cal BP (Subatlantique - fin de l'Antiquité) entre 165 et 170 cm de profondeur (Tab. 2.1).

Le faciès **SiAO**, peu représenté, se trouve surtout en lentilles dans la moitié inférieure du remplissage alluvial fin, intercalé dans différents faciès. Il fait souvent la transition entre les faciès SiAo et TSi+SiT. Dans la dépression dans SaG+Substrat au nord-ouest du transect (BRO-S8), les sédiments sont datés de 13091-12660 cal BP (Allerød) à 300-et 305 cm, de 7412-6987 cal BP (Atlantique) à 240-245 cm et de 2751-2461 cal BP (Subatlantique – Âge du Fer) à 205-210 cm de profondeur. Dans des lentilles intercalées dans le faciès SiAo (BRO-S1), le sédiment a été daté de 8158-7594 cal BP (Atlantique) à 260-265 cm et 1776-1449 cal BP à 195-200 cm de profondeur (Tab. 2.1).

En résumé, dans le transect BRO, la surface de base du remplissage sédimentaire silteux ou tourbeux est très irrégulière (Fig. 2.36). La partie inférieure de ce remplissage est constituée de faciès variés intercalés entre-eux : SiAo, SiAO, SiSaA et SiT+TSi. La partie supérieure du remplissage sédimentaire est surtout constituée des faciès SiAo dominant et TSi + SiT. Dans ces différents faciès, 15 dates ^{14}C ont donné des âges s'échelonnant de l'Allerød au Subatlantique, avec toutefois une absence de dates pour les chronozones du Boréal et du Subboréal.

2.5.3. La terrasse de Baigneux

L'existence d'une terrasse alluviale sur le site de Baigneux (Fig. 1.21 et 1.25), situé sur le bas du versant nord-ouest dans l'axe du transect BRO (Fig. 2.33a) a été mise en évidence par Pont-Tricoire et Musch (2004), mais il ne m'a pas été possible de faire d'observations directes sur ce site où passe désormais l'A28. D'après les coupes du rapport, les dépôts alluviaux en position de terrasse avaient une épaisseur < 3 m (Fig. 2.37). Ils sont situés à une cote altimétrique proche de celle de la surface topographique actuelle de la plaine alluviale : la limite de leur toit la surplombe d'environ 1 m, soit environ 6 m au dessus du substrat crétacé en fond de vallée. Ce sédiment est décrit comme constitué de sables, graviers et galets fluviatiles. Il est recouvert par d'épaisses colluvions silto-argileuses plus ou moins sableuses, brunâtres en partie supérieure et ocres en partie inférieure, contenant des silex plus ou moins abondants et fragmentés. Dans ces colluvions, des vestiges archéologiques montrent une occupation humaine du site durant le Mésolithique puis durant l'Âge du Bronze (Musch, 2008).

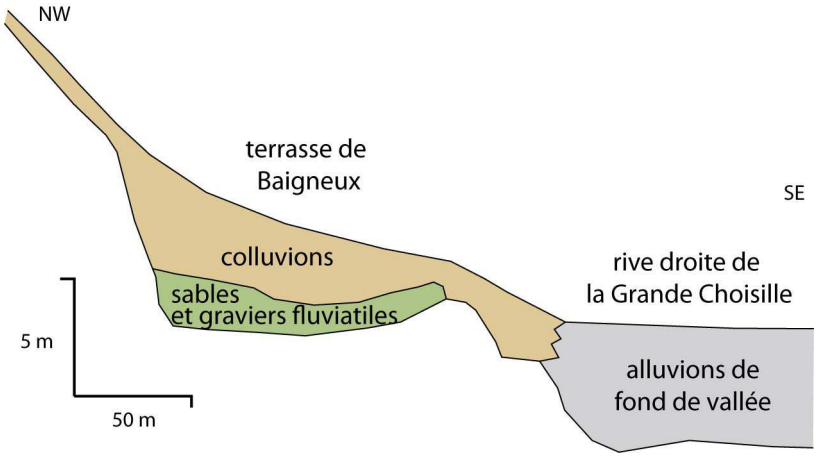


***Figure 2.37** : coupe schématique montrant la relation entre les dépôts de fond de vallée et les dépôts constituant la terrasse de Baigneux (modifié d'après Pont-Tricoire et Musch, 2004)*

2.6. Données sédimentologiques acquises en partie aval de la vallée de la Grande Choisille : secteur D

Les données obtenues sur le tronçon aval de la vallée principale (secteur D) ont été acquises sur 4 sites (Fig. 1.21 et 1.27). Sur les sites de Bois-Jésus (BJE, 11 forages) et Charcenay (CHA, 10 forages), un transect complet transversal à la vallée a été réalisé. En aval

de CHA, des observations faites dans des tranchées et fosses profondes de l'INRAP vers le bas du versant et en bordure de plaine alluviale ont montré l'existence respective d'une terrasse alluviale, la terrasse de Palluau et d'un paléochenal tourbeux, le paléochenal du Riabelais. Pour préciser l'information dans cette zone et recouper le paléochenal tourbeux, un transect longitudinal à la vallée a été réalisé dans la plaine alluviale, au pied du versant, sur le site du Riabelais (RIA, 3 forages).

2.6.1. Le site de Bois-Jésus (BJE)

2.6.1.1. Localisation des forages

Le transect BJE long de 200 m, situé entre les coordonnées « N 47°24'47'' ; E 0°38'07'' » et « N 47°24'48''; E 0°38'17''» (Fig. 2.38a), traverse la plaine alluviale occupée par des carex, des phragmites et de petits massifs d'arbustes en rive droite (Fig.2.38b) et par une peupleraie en rive gauche. Les forages sont généralement distants de 20 m entre eux. La topographie du profil n'a pas pu être relevée et est donc assimilée à une surface horizontale. Des analyses palynologiques ont été effectuées sur le forage BJE9P (*cf.* § 4.1.4.1).

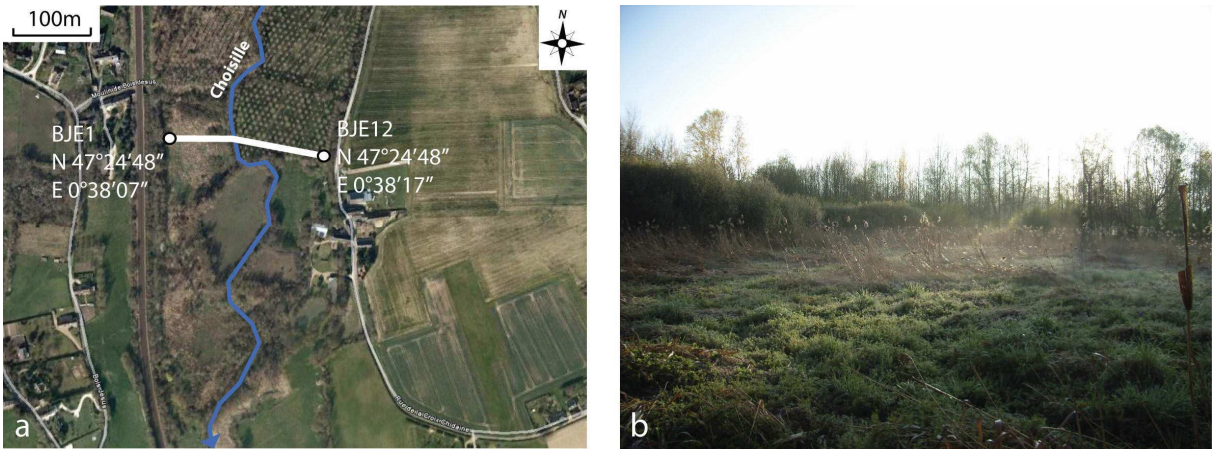


Figure 2.38 *: site BJE. (a) : vue aérienne de la localisation du transect (source : ©2010 Telle Atlas-©2009 Google) ; (b) : vue du fond de vallée (regard vers l'est)*

2.6.1.2. Description du forage de référence (BJE9)

Ce forage a traversé une pile sédimentaire de 605 cm au dessus du substrat turonien (Fig. 2.39) :

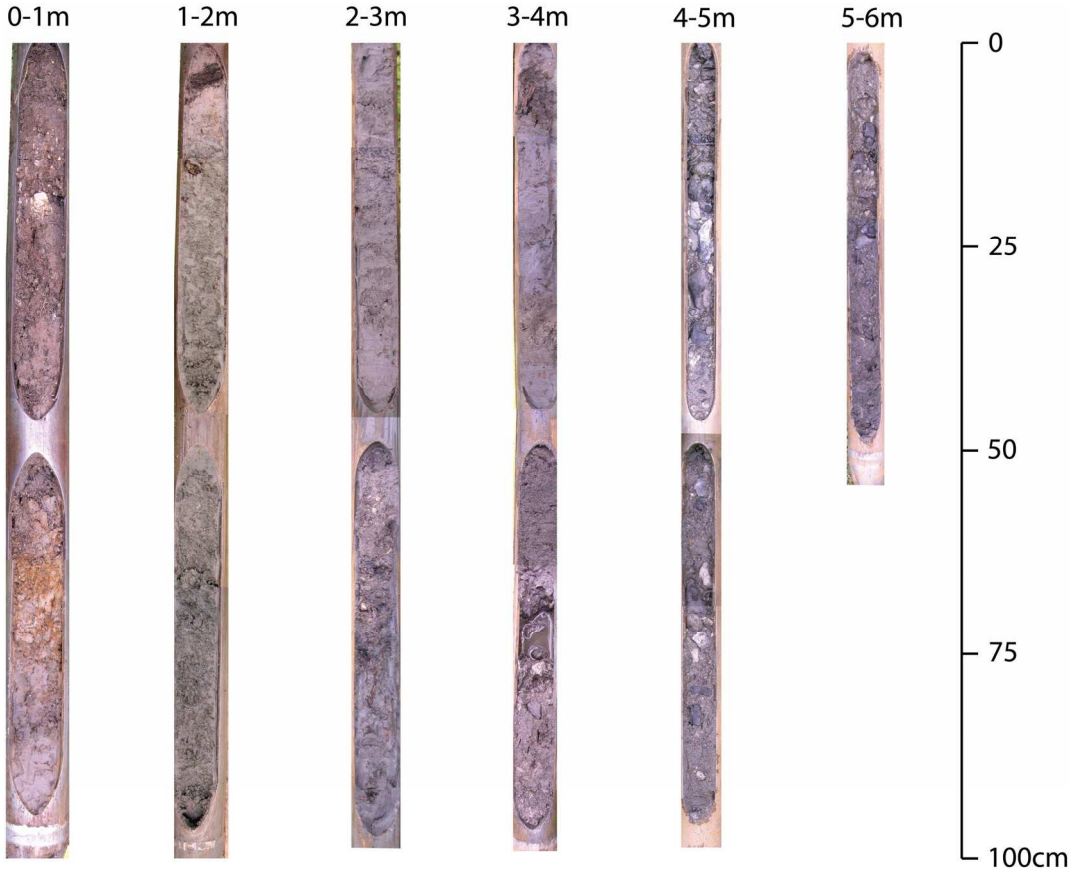


***Figure 2.39** : photographie de la carotte BJE9 entre 0 et 555 cm de profondeur*

- 0-45 cm : silt argilo sableux brun noirâtre à graviers et blocs hétérométriques : fragments calcaires, résidus de fonderie (laitier), fragments de terres cuites. HCl+. Remblai.
- 45-85 cm : silt argileux gris beigeâtre à la partie supérieure, de plus en plus taché d'ocre vers la base (5 à 80 %). Quelques concrétions de Mn. Coquilles de gastéropodes entières et fragmentées. Un fragment ligneux à 75 cm. HCl- sauf coquilles.
- 85-105 cm : silt argileux brun grisâtre foncé, plastique, riche en petites fibres organiques. HCl-.
- 105-115 cm : transition à taches ocres diffuses.
- 115-200 cm : site argileux gris verdâtre à bleuâtre, assez foncé, compact et à structure légèrement polyédrique. Débris organiques : tiges ligneuses verticales surtout entre 120 et 140 cm. Fragments de coquilles de gastéropodes (coquilles entières entre 115 et 120 cm).
- 200-250 cm : silt argileux gris verdâtre plus clair, très légèrement sableux (SF à SM), nombreux fragments de petits gastéropodes. HCl+.
- 250-270 cm : silt argilo-sableux (SF à SG), avec coquilles de gastéropodes fragmentées ou entières. Débris de fossiles crétacés dont bryozoaires. Fragments ligneux. HCl+.
- 270-330 cm : silt argileux grisâtre moyen à foncé, riche en fragments ligneux. Coquilles de mollusques très fragmentées. HCl+.
- 330-360 cm : silt argileux sableux grisâtre sombre avec un lit plus silteux entre 336 et 338 cm. Litage centimétrique de lits plus sableux et plus silteux entre 350 et 360 cm. Un gros fragment de bois entre 348 et 350 cm. HCl+.
- 360-605 cm : sables et graviers hétérométriques (Ø jusqu'à 5 cm) à matrice silto-argileuse grisâtre. Quelques débris organiques. HCl+.

- 605-660 cm : sable fin verdâtre foncé compact à silex. HCl+. Substrat.

La partie supérieure du forage BJE9 est constituée de matériaux remblayés (0-45 cm), sous lesquels ont été observés des sédiments fluviatiles silto-argileux détritiques contenant sporadiquement quelques couches décimétriques plus sableuses et/ou graveleuses (45-360 cm). La partie inférieure du remplissage (360-605 cm) est constituée de matériaux fluviatiles sablo-graveleux à matrice silto-argileuse plus ou moins abondante.

2.6.1.3. Résultats des analyses sur le forage de référence BJE9

L'analyse de 43 échantillons a permis de définir l'existence de 3 faciès fluviatiles entre 0 et 605 cm de profondeur : silt argileux peu organique (SiAo), silt sablo-argileux (SiSaA), et sables et graviers fluviatiles (SaG) à la base de la colonne sédimentaire (Fig. 2.40). Le faciès remblai anthropique (RA), observé entre 0 et 45 cm de profondeur n'a pas été analysé. La teneur en MO, apparemment peu abondante, n'a pas été estimée.

Le faciès **SiAo** constitue l'essentiel de la partie supérieure de colonne sédimentaire. Les carbonates sont en teneurs variables (de 1 à 22 %), relativement plus faibles entre 45 et 250 cm (généralement 1 à 9 %), où ils correspondent à des coquilles de mollusques, qu'entre 270 et 330 cm (de 5 à 18 %), où ils correspondent à des grains détritiques. Du point de vue granularité, la fraction sableuse est inférieure à 10 % (SF dominant) et la fraction argileuse, assez variable (3 à 36 %), est plus importante en partie supérieure de la carotte. La fraction limoneuse est donc très dominante et constitue jusqu'à 90 % du sédiment.

Le faciès **SaG** constitue la partie inférieure de la carotte entre 360 et 605 cm, jusqu'au contact avec la craie turonienne, mais peut aussi être intercalé entre les faciès SiAo et SiSaA à 260-270 cm. Il contient jusqu'à 25 % de carbonates, les teneurs étant décroissantes vers le bas, le reste du matériau étant essentiellement silicaté. Entre 260 et 270 cm, la fraction limoneuse domine (50 % du bulk) malgré l'abondance des sables et graviers (25 % et 16 % respectivement), tandis qu'entre 360 et 605 cm la fraction > 2 mm domine nettement (43 à 66 %), avec 23 à 32 % de sables hétérométriques. La fraction argileuse est généralement < 3 % du bulk entre 360 et 605 cm de profondeur, tandis qu'elle représente 9 % entre 260 et 270 cm. Les bioclastes crétacés sont particulièrement abondants dans la fraction > 2 mm entre 260 et 270 cm de profondeur.

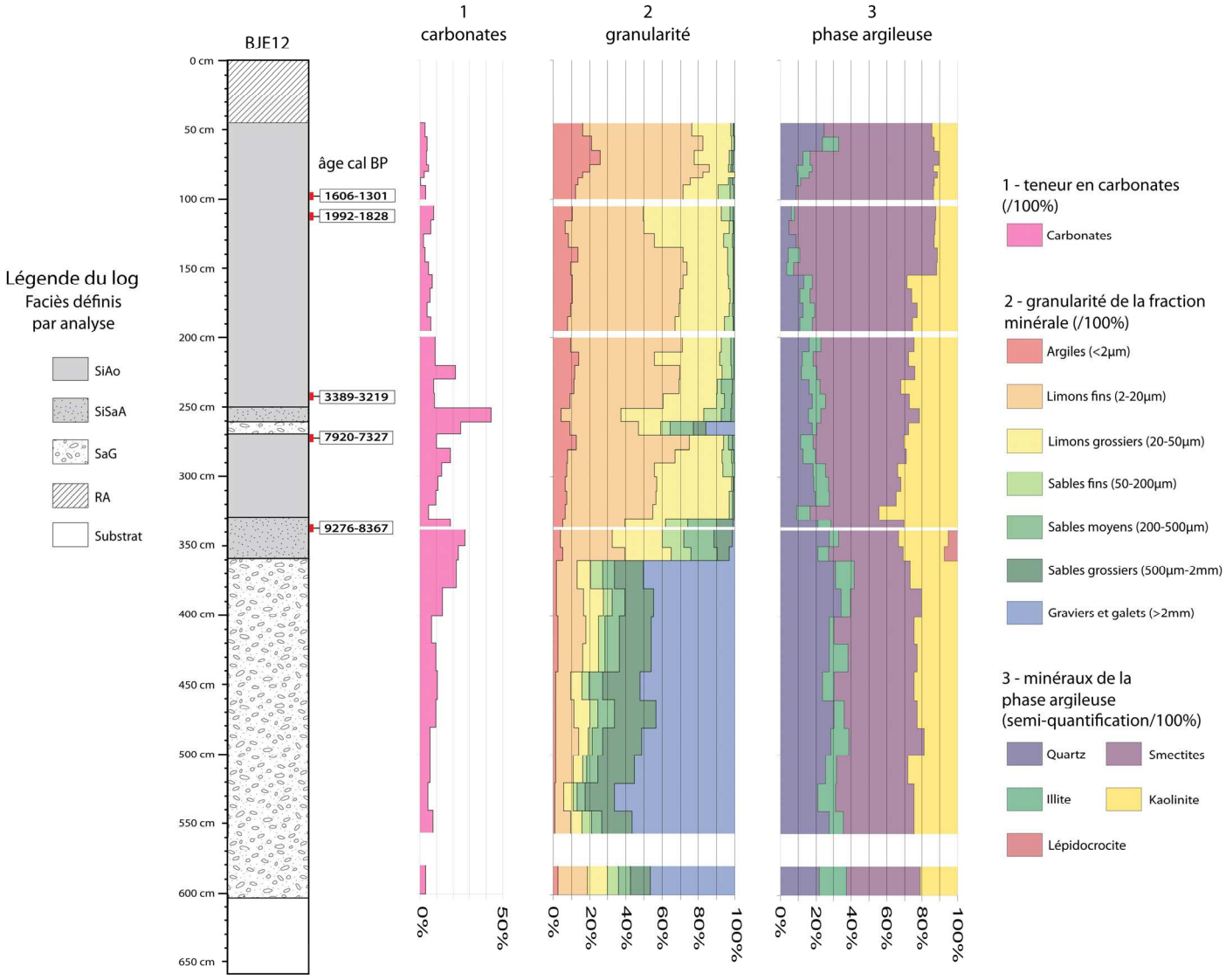


Figure 2.40 *: résultats des analyses dans le forage BJE9*

Le faciès **SiSaA** apparait en couches peu épaisses (≤ 30 cm) intercalées entre les faciès précédents. Les carbonates y sont en teneurs relativement plus élevées que dans le faciès SiAo : 43 % entre 250 et 260 cm (grains carbonatés et coquilles de mollusques), 18 à 27 % entre 330 et 360 cm (grains carbonatés). La fraction silteuse est dominante (56 à 78 % du bulk). La fraction sableuse, constituée essentiellement de grains de quartz et de fragments de bioclastes crétacés, est moins abondante entre 250 et 260 cm de profondeur (15 %, surtout SF) qu'entre 330 et 360 cm (32 à 39 %, plus hétérométriques). La fraction < 2 µm est toujours peu abondante (4 à 5 %).

Dans la phase argileuse, quatre espèces minérales ont été identifiées tout le long de la colonne sédimentaire : smectites, kaolinite, quartz, illite (Fig. 2.40). La lépidocrocite est présente ponctuellement dans le faciès SiSaA entre 338 et 360 cm de profondeur, au dessus des dépôts SaG, dans lesquels le quartz est plus abondant. Dans le faciès SiAo, les smectites dominent largement, surtout entre 45 et 155 cm de profondeur.

Les masses volumiques apparentes ont été mesurées sur 7 échantillons du forage BJE9 (Tab. 2.6). Les valeurs de ρ varient entre 0,8 et 1,2 $g.cm^{-3}$ (1 $g.cm^{-3}$ en moyenne) dans le faciès SiAo, indépendamment de la profondeur. A la base du remplissage fin, entre 330 et 355 cm de profondeur, les valeurs de ρ sont plus élevées dans les faciès SiSaA (1,2 et 1,3 $g.cm^{-3}$). Au sommet de la couche basale de faciès SaG entre 380 et 400 cm de profondeur, la masse volume apparente atteint 1,5 $g.cm^{-3}$.

Profondeur (cm)	ρ ($g.cm^{-3}$)	Faciès
55-65	**1,0**	SiAo
80-85	**1,1**	SiAo
165-175	**1,3**	SiAo
320-330	**1,3**	SiAo
330-340	**0,8**	SiSaA
350-355	**0,9**	SiSaA
380-400	**1,5**	SaG

***Tableau 2.6** : valeurs de la masse volumique apparente des sédiments (ρ en $g.cm^{-3}$) dans la carotte BJE9*

2.6.1.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect BJE

En plus des faciès fluviatiles SiAo, SiSaA et SaG décrits dans le forage BJE9, les faciès fluviatiles SiAO, SiT et TSi ont également été observés, et la distribution de ces faciès

à l'échelle de ce long transect est assez complexe (Fig. 2.41). En plus des faciès fluviatiles, des matériaux anthropiques (faciès RA) ont été observés en partie sommitale des dépôts à l'extrémité est du transect.

Le substrat turonien (craie sableuse) a toujours été atteint entre 340 et 605 cm de profondeur. La surface du toit du substrat est très irrégulière et présente deux zones déprimées : au droit des forages BJE5 à BJE6 d'une part, et au droit des forages BJE8 et BJE9 d'autre part (jusqu'à 2,5 m de dénivelé).

Le substrat est toujours recouvert par le faciès **SaG** épais de 10 à 245 cm, les plus fortes puissances se trouvant généralement dans les zones déprimées du substrat. La surface des dépôts SaG est irrégulière, avec des dépressions bien marqués (jusqu'à 210 cm de dénivelé entre BJE7 et BJE11). Dans ce faciès les sables (quartz principalement) et les graviers et galets (silex, meulière, éléments siliceux éocènes, bioclastes crétacés, éléments calcaires), hétérométriques, apparaissent souvent plus riches en matrice silto-argileuse dans la partie supérieure des dépôts que dans la partie inférieure, même si cette tendance n'est pas nette et systématique à l'analyse.

Les faciès **SiT** et **TSi** occupent la zone la plus surcreusée dans les dépôts SaG (forages BJE7 et BJE10) entre 315 et 370 cm de profondeur. Le faciès SiT est un silt tourbeux un peu carbonaté, grossièrement lité (passées plus minérales), brun noirâtre à MO diffuse mais aussi riche en fibres et feuilles. Le faciès TSi est une tourbe un peu carbonatée brun noirâtre, à MO assez évoluée et à fragments de bois.

Le faciès **SiSaA** est localisé à la partie inférieure des dépôts à dominante silteuse, entre 95 et 360 cm de profondeur. Il repose généralement sur les dépôts SaG, plus rarement sur le faciès SiAo, et ne manque que dans le forage BJE10. Ce faciès a une épaisseur variable (13 à 130 cm) et sa surface est irrégulière : ~ 130 cm de dénivelé entre les forages BJE5 et BJE3, et ~ 90 cm entre BJE11 et BJE9. C'est un silt sablo-argileux (SF quartzeux dominant) grisâtre, ou gris bleuâtre à verdâtre, contenant parfois des petits graviers siliceux épars. Certaines passées contiennent des grains calcaires détritiques et/ou des coquilles de mollusques (dont limnées, planorbes…). Ce faciès peut contenir des éléments organiques figurés, toujours peu abondants (fibres et tiges, parfois fragments ligneux). Dans le forage BJE9, il a donné un âge de 9276-8367 cal BP (fin Boréal – début Atlantique) à 335-340 cm de profondeur (Tab. 2.1).

Le faciès **SiAo** occupe la majeure partie du remplissage sédimentaire silteux et peut recouvrir les faciès précédents, le plus souvent SiSaA, avec une épaisseur maximale de 315 cm dans le forage BJE10. C'est un silt argileux parfois très légèrement sableux, brunâtre à grisâtre avec des taches et concrétions millimétriques ocres jusqu'à 100 cm, gris verdâtre ou bleuâtre en dessous. Dans ce faciès, les éléments organiques figurés (fibres, tiges, fragments ligneux) sont peu abondants. Les fragments de coquilles de la malacofaune peuvent être nombreux, ou absents, et des concrétions carbonatées (Ø 1 mm) sont fréquentes. Hormis dans les passées riches en coquilles, le sédiment est peu ou pas carbonaté. Jusqu'à 200 cm de profondeur environ, les débris calcinés sont fréquents. Dans le forage BJE9, ce faciès a été daté de 7920-7327 cal BP (Atlantique) à 270-275 cm de profondeur, de 3389-3219 cal BP (Subatlantique – Âge de Bronze) à 240-245 cm, de 1992-1828 cal BP (période gallo-romaine) à 110-115 cm et de 1606-1301 cal BP (début du Haut Moyen-Âge) à 95-100 cm (Tab. 2.1).

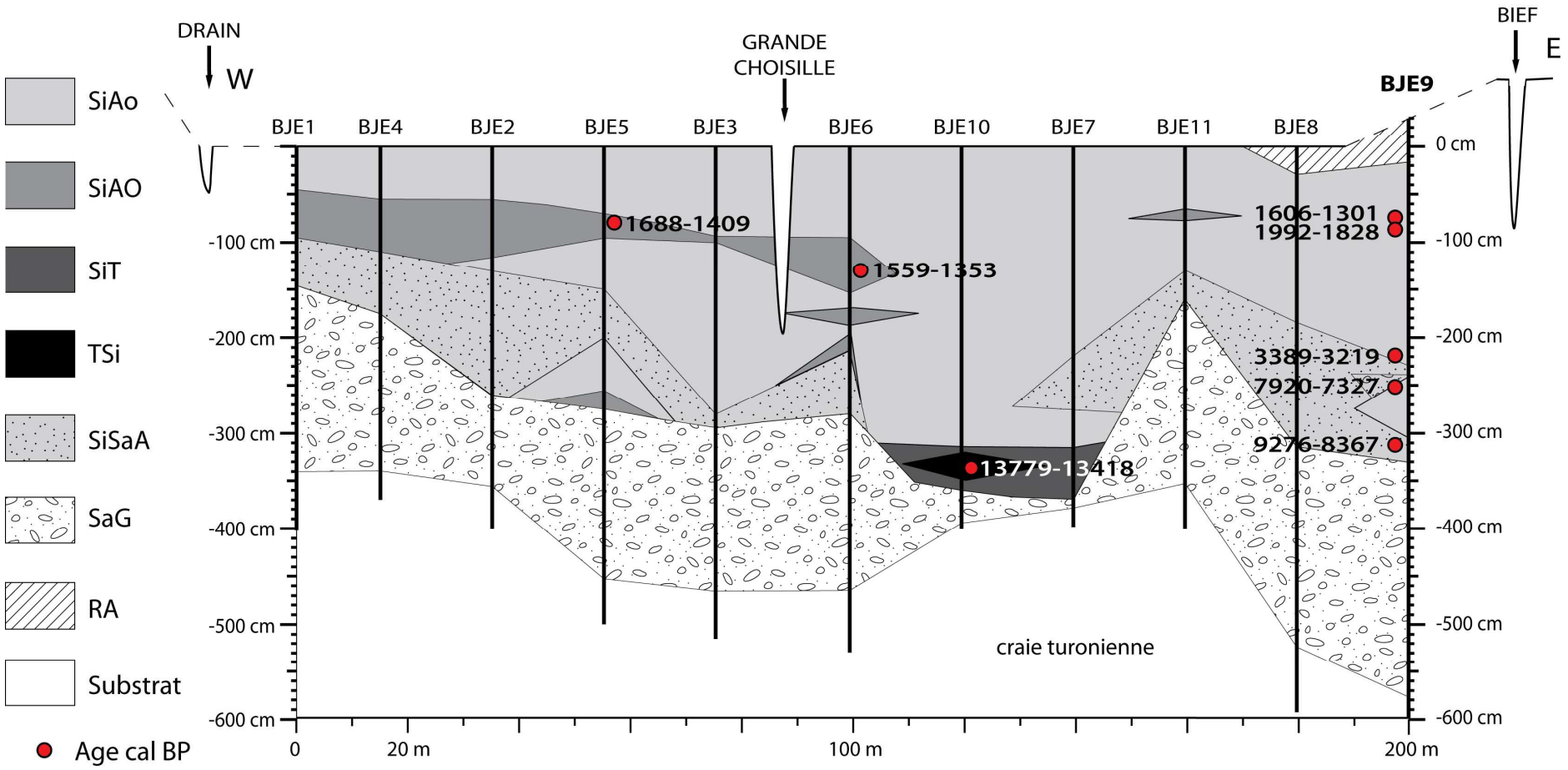


Figure 2.41 *: transect lithologique sur le site BJE*

Le faciès **SiAO** forme des lentilles plus organiques d'extension variable à la base ou dans les dépôts SiAo. C'est un sédiment silto-argileux brunâtre ou grisâtre plus ou moins foncé, à éléments organiques figurés (fibres, tiges et racines essentiellement) moyennement abondants. Il peut-être très ou peu riche en fragments de coquilles de mollusques. Des lits centimétriques et diffus moins organiques peuvent y être observés. Ce faciès a été daté de 1559-1353 cal BP (fin de la période gallo-romaine) à 130 cm de profondeur (forage BJE6) et de 1688-1409 cal BP (période gallo-romaine) à 75-80 cm (BJE5) (Tab. 2.1).

Des matériaux anthropiques (faciès **RA**) épais de 35 à 45 cm se trouvent au sommet du remplissage en partie est du transect. Ils correspondent à un remblai en bordure de bief, et sont constitués de argilo-sableux brun noirâtre à graviers et blocs hétérométriques (fragments calcaires, produits de fonderie, fragments de terres cuites).

En résumé, dans le transect BJE, la surface du substrat turonien présente de fortes irrégularités (jusqu'à 2,5 m de dénivelé) (Fig. 2.41). Le faciès fluviatile SaG basal présente également une surface irrégulière (jusqu'à 2,1 m de dénivelé). Dans les zones déprimées de SaG sont localisés les faciès tourbeux SiT et TSi, daté de l'Allerød. Le faciès SiSaA repose généralement sur le faciès SaG et a été daté entre la fin du Boréal et le début de l'Atlantique. La majorité du remplissage sédimentaire est constitué du faciès SiAo, daté de l'Atlantique ou du Subatlantique. Dans ce faciès dominant viennent s'intercaler des couches plus organiques de faciès SiAO, daté du Subatlantique.

2.6.2. Le site de Charcenay (CHA)

2.6.2.1. Localisation des forages

Le transect CHA (Fig. 1.21 et 1.27) long de 180 m est situé entre les points de coordonnées «N 47°24'17'' ; E 0°38'32'' » et « N 47°24'19''; E 0°38'42''» en amont de la terrasse de Palluau (Fig. 2.42a). Il recoupe la plaine alluviale occupée par une prairie herbacée en rive droite (Fig. 2.42b) et par un bois en rive gauche. La topographie du profil n'a pas pu être relevée sur ce site perturbé par des travaux routiers. Ce transect comprend 10 forages, espacés en moyenne de 20 m. Des analyses palynologiques ont été effectuées sur le forage CHA9P (*cf.* § 4.1.4.2).

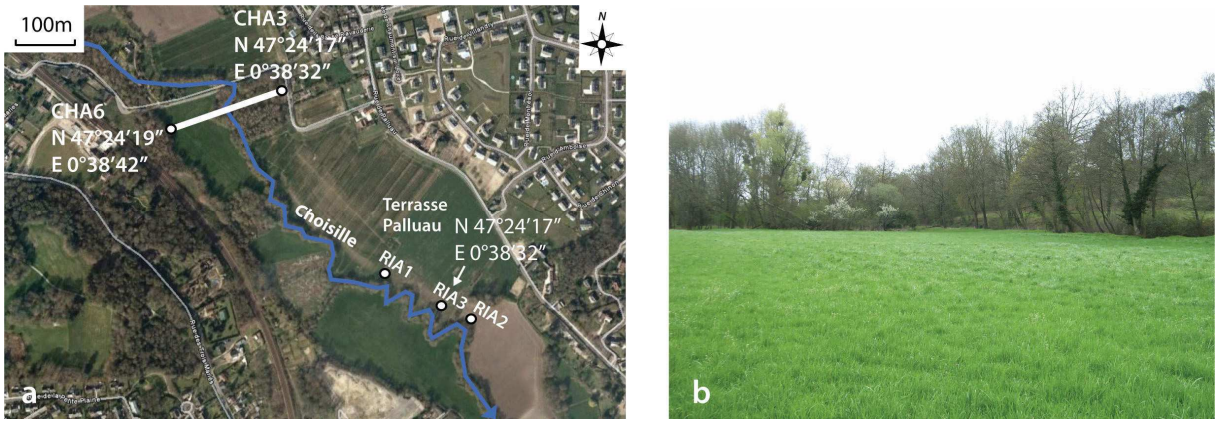


Figure 2.42 *: sites CHA, RIA et terrasse de Palluau.*
(a) : vue aérienne de la localisation des sites (source : ©2010 Tele Atlas-©2009 Google) ;
(b) : vue du fond de vallée à CHA (regard vers le nord)

2.6.2.2. Description du forage de référence (CHA9)

Le forage de référence CHA9 a traversé 515 cm de dépôts (Fig. 2.43) :

- 0-25 cm : silt argileux brun sombre à structure grumeleuse. Un peu de SM et SG. Quelques graviers. Fragments de coquilles de mollusques. Racines actuelles. HCl+.
- 25-55 cm : silt argileux brun grisâtre clair à nombreux fragments de coquilles de mollusques. Quelques taches ocre et noirâtre (10 à 15 % de la surface). Petites concrétions carbonatées. Racines actuelles. HCl+.
- 55-75 cm silt argileux bariolé brun grisâtre clair (50 %) et ocre. Rares fragments de coquilles de gastéropodes. HCl+.
- 75-115 cm : silt argileux gris clair à taches ocres (20 %) à petites coquilles de gastéropodes (dont limnées entières). Légèrement enrichi en sable (SF-SM) dans les 3 derniers centimètres. Racines. HCl+.
- 115-155 cm : silt argileux gris bleuâtre moyen, assez compact. Peu de fragments de coquilles de gastéropodes. Quelques fragments charbonneux et rares traces de racines. HCl+.
- 155-190 cm : silt argileux gris bleuâtre à taches claires ou sombres et structure à tendance grumeleuse. MO figurée diffuse. Quelques fragments de coquilles de gastéropodes. Quelques grains carbonatés. HCl-.
- 190-200 cm : silt argileux gris bleuâtre moyen à petites coquilles entières (limnées, planorbes), plus homogène et plus compact. HCl+.
- 200-223 cm : idem 190-200 cm avec un peu de sables (SM-SG) (grains calcaires) et quelques graviers. Fragments de coquilles de gastéropodes. HCl+.
- 223-252 cm : silt argileux gris verdâtre à taches plus sombres gris bleuâtre. Grains calcaires blanchâtres. Quelques fibres organiques. HCl-.
- 252-259 cm : transition.
- 259-300 cm : silt tourbeux brun grisâtre à petites fibres organiques. Quelques tiges de phragmites. HCl-.
- 300-315 cm : silt argileux organique brun grisâtre sombre. Nombreuse fibres organiques. HCl-.
- 315-400 cm : tourbe silteuse brun foncé à fibres végétales et fragments ligneux. Quelques lits plus sableux entre 380 et 400 cm. HCl-.

- 400-433 cm : perte de sédiment. Présence de grains sableux hétérométriques résiduels.
- 433-455 cm : sables et graviers (Ø jusqu'à 1 cm) à matrice silto-argileuse gris moyen peu abondante. HCl+.
- 455-515 cm : graviers hétérométriques un peu sableux. HCl+.
- 515-562 cm : sable calcaire beigeâtre à grisâtre à passées glauconieuses. HCl+. Substrat

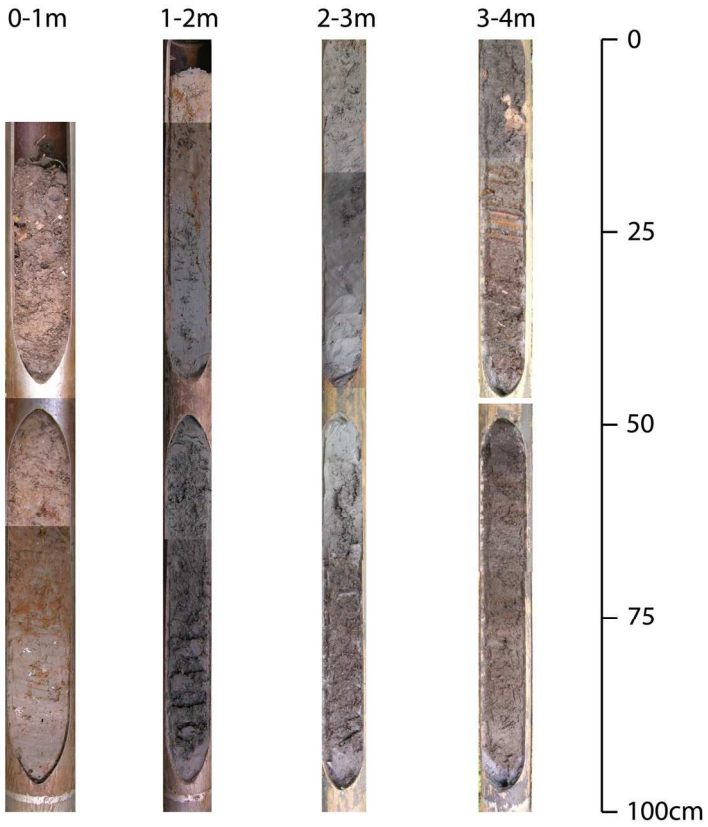


***Figure 2.43** : photographie de la carotte CHA9 entre 0 et 4 m de profondeur*

Ce forage montre la présence de sédiments fluviatiles silto-argileux peu organiques en partie supérieure du forage. En partie inférieure, des sédiments tourbeux à passées plus détritiques sont situés au dessus de sables et graviers fluviatiles, lesquels reposent sur le substrat turonien (sable calcaire) à 515 cm de profondeur.

2.6.2.3. Résultats des analyses sur le forage de référence CHA9

L'analyse de 48 échantillons du forage a montré l'existence de 6 faciès fluviatiles entre 0 et 515 cm de profondeur : silt argileux organique (SiAO), silt argileux peu organique (SiAo), silt sablo-argileux (SiSaA), silt tourbeux (SiT), tourbe silteuse (TSi) et sables et graviers fluviatiles (SaG) (Fig. 2.44).

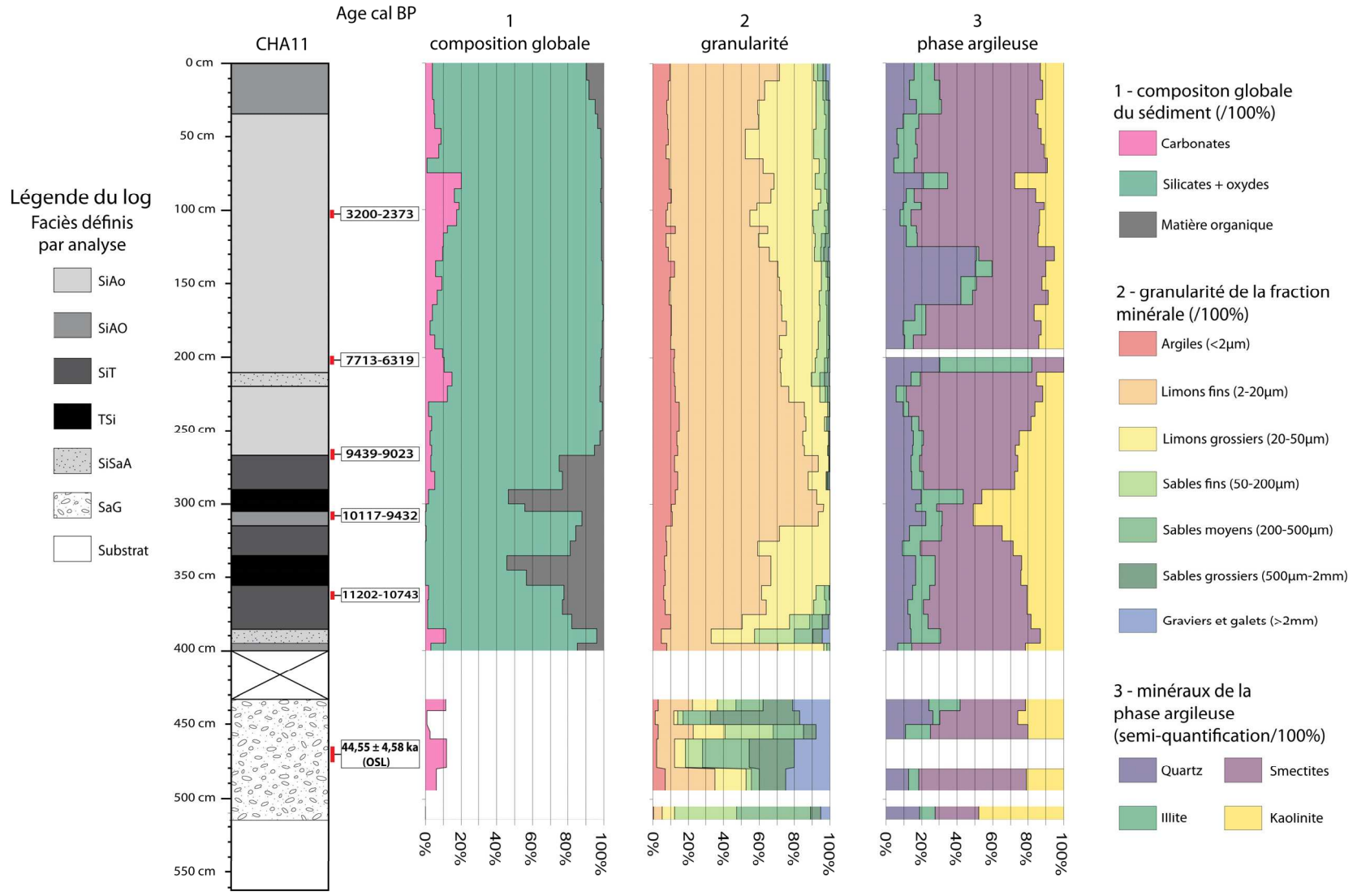


Figure 2.44 *: résultats des analyses dans le forage CHA9*

Le faciès **SiAo** constitue la majeure partie du remplissage fin à dominante silteuse dans ce forage (35 à 210 cm et 220 à 267 cm de profondeur, Fig. 2.44). La fraction silicates+oxydes représente 80 à 98 % du sédiment et la teneur en MO est toujours faible (généralement < 2 %). Les carbonates ont des teneurs assez variables (2 à 20 %), plus élevées entre 75 et 115 cm de profondeur. Ce sont essentiellement des coquilles de mollusques, plus sporadiquement des grains détritiques, comme observé entre 155 et 190 cm de profondeur. L'analyse granulométrique a montré que dans ce faciès la fraction argileuse représentait 8 à 15 % du bulk, et était relativement moins abondante entre 35 et 210 cm (8 à 13 %) qu'entre 220 et 267 cm (13 à 15 %). La fraction limoneuse (surtout LF), largement dominante, représente 78 à 86 % du bulk, tandis et la fraction argileuse représente 8 à 15 %, sa teneur augmentant légèrement avec la profondeur. La fraction sableuse varie de 1 à 9 % (essentiellement SF quartzeux).

Le faciès **SiAO** est surtout situé au sommet de la carotte sédimentaire (sol actuel épais de 35 cm) ou peut être intercalé plus en profondeur entre les différents faciès. Il se distingue du faciès SiAo par des teneurs en carbonates (coquilles de mollusques essentiellement) moins élevées et en MO, plus fortes, variables entre 5 et 15 %. La distribution granulométrique est sensiblement identique à celle du faciès SiAo, la fraction sableuse étant un peu plus abondante entre 0 et 35 cm (7 à 8 %) qu'en profondeur (~ 4 %).

Le faciès **SiSaA** est peu représenté : deux passées peu épaisses (10 cm) entre 210 et 220 cm et entre 385 et 395 cm de profondeur. Les teneurs en carbonates, en MO et en silicates+oxydes varient peu (respectivement 15 à 11 %, 2 à 4 %, 83 à 85 %). Les carbonates assez abondants sont constitués de coquilles de mollusques et de grains détritiques entre 210 et 220 cm et seulement de grains détritiques entre 385 et 395 cm. La fraction limoneuse domine (77 à 53 % du bulk), mais les sables peuvent être abondants (10 à 38 %) avec parfois des grains > 2 mm. La fraction argileuse constitue 5 à 12 % du bulk.

Le faciès **SiT** forme trois couches associées à deux niveaux de faciès **TSi** entre 267 et 385 cm de profondeur. Dans SiT les teneurs en carbonates sont faibles (< 5 %) mais plus élevées que dans le faciès TSi (< 2 %). La MO a des teneurs comprises entre 17 et 25 % dans SiT et 43 à 54 % dans TSi ; elle est essentiellement composée de fibres et de tiges organiques, avec la présence de fragments ligneux dans TSi. La fraction silicate+oxyde reste donc généralement majoritaire dans ces faciès, excepté parfois dans TSi. La fraction minérale est

essentiellement limoneuse (LF surtout) mais s'enrichit en sable (jusqu'à 22 %) dans le faciès SiT basal. La fraction argileuse varie de 6 à 14 % indépendamment des faciès ou des niveaux.

Le faciès **SaG** a été observé à la partie inférieure de la colonne sédimentaire entre 433 et 515 cm de profondeur (entre 400 et 433 cm, la perte est probablement liée au caractère très meuble de ce faciès). Dans ce faciès à dominante silicatée, les teneurs en carbonates sont variables (0 à 12 %) et sans lien avec la profondeur (grains détritiques). Ce faciès présente une granularité variable : généralement sableuse, avec 42 à 82 % de sables hétérométriques et 5 à 25 % d'éléments > 2 mm, mais la fraction limoneuse peut représenter jusqu'à 46 % du sédiment (entre 480 et 495 cm de profondeur). Dans les niveaux plus limoneux, la fraction argileuse, généralement < 3 %, peut représenter jusqu'à 7 % du bulk.

Dans tous les faciès, les 4 mêmes espèces minérales ont été identifiées dans la fraction < 2 µm : smectites, kaolinite, quartz et illite, mais en proportions variables (Fig. 2.44). Les smectites sont généralement dominantes mais décroissent dans les faciès plus organiques (TSi, SiT et SiAO), surtout en faveur de la kaolinite qui peut devenir majoritaire. Dans le faciès SiAo, le quartz est parfois également abondant, voire dominant. Dans le faciès SiSaA (210-220 cm), l'illite est très majoritaire. Parfois (faciès SiAo et SaG), la mauvaise cristallinité des minéraux n'a pas permis leur identification par DRX.

Les masses volumiques apparentes (ρ en $g.cm^{-3}$) des faciès SiAo, SiAO, SiSaA, SiT et TSi ont été mesurées pour 24 échantillons (Tab. 2.7). Globalement, les valeurs de ρ tendent à décroitre avec la profondeur mais varient selon les faciès. Dans le faciès SiAo elles sont relativement plus élevées et varient entre 0,6 et 1,4 $g.cm^{-3}$ (1 $g.cm^{-3}$ en moyenne). Dans le faciès SiAO, les valeurs sont plus fortes vers la surface (1 à 1,3 $g.cm^{-3}$) que plus en profondeur (0,4 $g.cm^{-3}$ entre 305 et 310 cm), la moyenne se situant vers 0,9 $g.cm^{-3}$. Une mesure dans le faciès SiSaA entre 210 et 215 cm de profondeur a donné une valeur de ρ de 0,8 $g.cm^{-3}$. Les valeurs sont plus faibles dans les faciès organiques SiT (de 0,2 à 0,6 $g.cm^{-3}$) et TSi (0,5 $g.cm^{-3}$) (0,5 $g.cm^{-3}$ en moyenne) et plus élevées dans le faciès SaG (1,4 et 1,9 $g.cm^{-3}$).

Profondeur (cm)	ρ (g.cm^{-3})	Faciès
5-12	**1,0**	SiAO
27-35	**1,3**	SiAO
65-72	**0,9**	SiAo
75-82	**1,2**	SiAo
85-92	**1,2**	SiAo
104,5-109	**1,4**	SiAo
109-114	**1,5**	SiAo
115-131	**1,1**	SiAo
145-161	**1,1**	SiAo
165-181	**1,0**	SiAo
200-205	**0,6**	SiAo
205-210	**0,7**	SiAo
210-215	**0,8**	SiAo
225-230,5	**0,6**	SiAo
244,5-250	**0,7**	SiAo
267-272	**0,6**	SiT + TSi
272-277	**0,6**	SiT + TSi
277-283	**0,6**	SiT + TSi
295-300	**0,5**	SiT + TSi
300-305	**0,5**	SiT + TSi
305-310	**0,4**	SiT + TSi
317-322,3	**0,3**	SiT + TSi
322,3-327,6	**0,4**	SiT + TSi
327,6-333	**0,2**	SiT + TSi
415-425	**1,4**	SaG
485-495	**1,9**	SaG

***Tableau 2.7** : valeurs de la masse volumique apparente des sédiments (ρ en g.cm^{-3}) dans la carotte CHA9*

2.6.2.4. Distribution et âge des faciès sédimentaires dans le transect CHA

Sur les 6 faciès fluviatiles identifiés dans le forage CHA9 (SiAo, SiAO, SiSaA, SiT, TSi et SaG), 5 faciès (TSi manque) ont également été observés dans les autres forages du transect CHA (Fig. 2.45). Bien que le transect soit long (180 m), la géométrie des dépôts parait assez simple.

Tous les forages ont rencontré le substrat crétacé (craie plus ou moins sableuse et/ou altérée) entre 295 et 550 cm de profondeur. Sa surface est très irrégulière et présente deux zones déprimées entre les forages CHA4 et CHA8 (jusqu'à 250 cm de dénivelé) et entre les forages CHA3 et CHA9 (jusqu'à 175 cm de dénivelé).

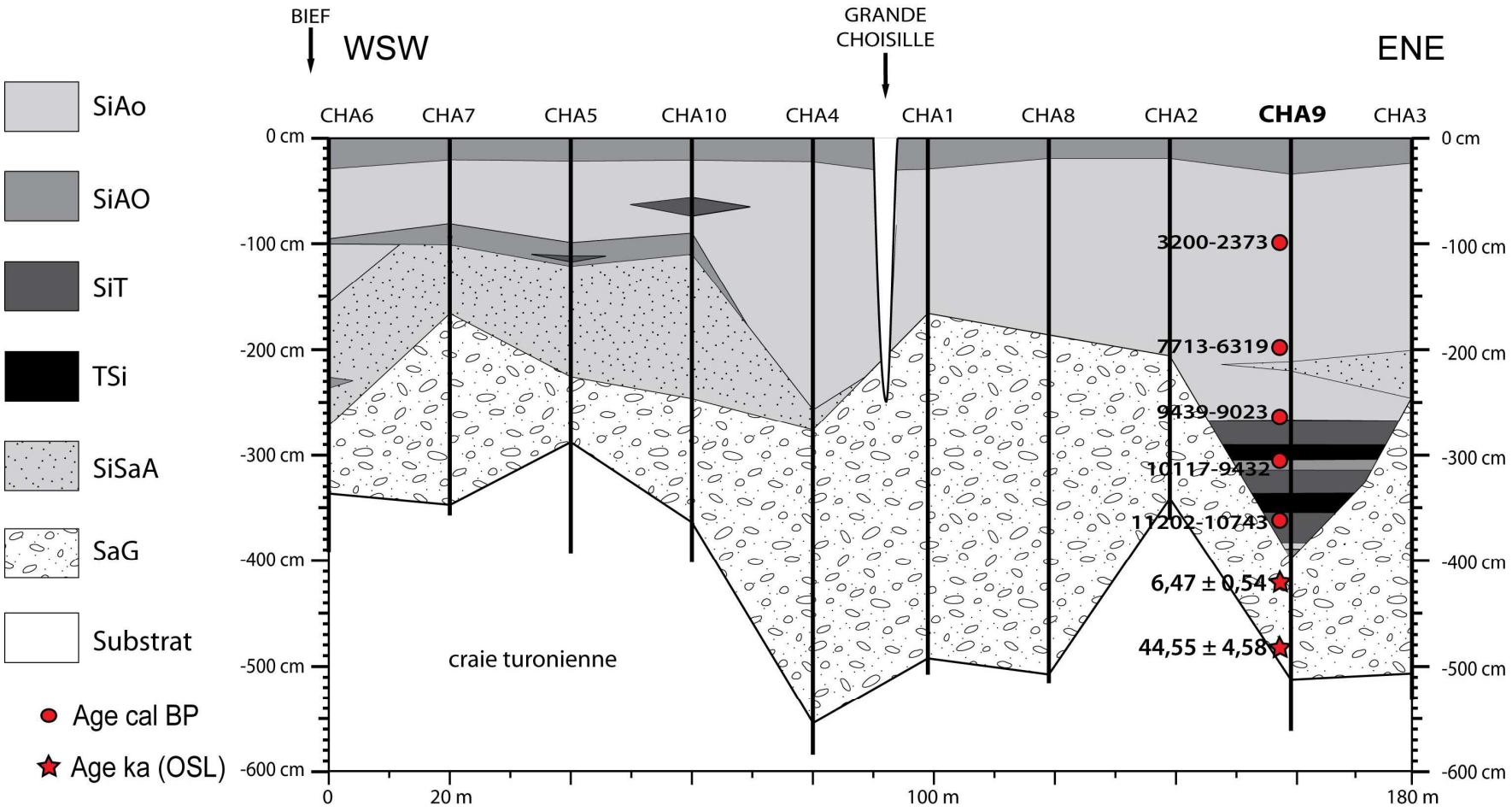


Figure 2.45 *: transect lithologique sur le site CHA*

Le faciès **SaG** recouvre le substrat dans tous les forages. Ces dépôts d'épaisseur très variable (63 à 326 cm) se trouvent entre 164 et 550 cm de profondeur et viennent combler les dépressions du substrat (Fig. 2.45). Leur toit est très irrégulier et présente 3 dépressions, marquée à l'aplomb du forage CHA9 (jusqu'à ~ 194 cm de dénivelé avec CHA2), ou moins profondes entre les forages CHA5 à CHA4 et dans CHA6 (109 et 106 cm de dénivelé respectivement avec CHA7). Le faciès est similaire à celui décrit dans CHA9 : sables, graviers et galets (silex, meulières, éléments siliceux éocènes, bioclastes crétacés, éléments calcaires) hétérométriques, qui apparaissent souvent plus riches en matrice silto-argileuse, parfois abondante, dans la partie supérieure que dans la partie inférieure. Dans le forage CHA9, ces dépôts ont été datés par OSL de 44,55 ± 4,58 ka (Pléniglaciaire weichsélien moyen) à 475-485 cm de profondeur et de 6,47 ± 0,54 ka (Atlantique) à 415-425 cm (Tab. 2.3).

Les faciès **SiT** et **TSi** sont interstratifiés dans le forage CHA9 décrit ci-dessus, où ils comblent la zone la plus déprimée dans les dépôts SaG entre 290 et 385 cm de profondeur. Le faciès SiT est également intercalé en lentilles décimétriques dans les faciès SiAo ou SiAO à la partie supérieure du remplissage (forages CHA5 et CHA10). Dans le forage CHA9, le faciès SiT a été daté de 11202-10743 cal BP (Préboréal) à 360-365 cm de profondeur (Tab. 2.1).

Le faciès **SiSaA**, dont une mince couche a été recoupée dans forage CHA9 entre 385 et 395 cm de profondeur, constitue un corps plus important (10 à 130 cm d'épaisseur) au dessus du faciès SaG, entre 100 et 270 cm de profondeur, notamment en partie ouest du transect. Sa surface est très irrégulière avec 144 cm de dénivelé entre CHA10 et CHA4. C'est un silt sablo-argileux (souvent SF quartzeux, parfois sables hétérométriques) grisâtre ou gris bleuâtre à verdâtre pouvant contenir des petits graviers siliceux épars. Les grains détritiques carbonatés sont présents dans certaines passées ou absents. Ce faciès peut être riche ou dépourvu en coquilles de mollusques (limnées, planorbes…) et peut aussi contenir des éléments organiques figurés, toujours en abondance faible (racines, fibres et tiges, parfois fragments ligneux).

Le faciès **SiAo** est le plus abondant dans la partie supérieure du remplissage alluvial. Il peut reposer sur divers faciès : SaG, SiT, SiSaA ou SiAO. De manière plus générale, ce faciès peut être localisé jusqu'à 267 cm de profondeur (CHA9) et il est observé de manière récurrente à la partie supérieure du remplissage alluvial, notamment en partie est du transect. Ce sédiment silto-argileux est parfois très légèrement sableux. Entre environ 0 et 100 cm de profondeur, il est brunâtre à grisâtre et peut être teinté de taches ocres à boulettes millimétriques ferrugineuses. En dessous, les couleurs sont grisâtres à verdâtres - bleuâtres. Les éléments organiques figurés (fibres, tiges, fragments ligneux) sont très peu abondants. Le sédiment est généralement peu ou pas carbonaté, sauf dans les couches où les coquilles de mollusques (surtout gastéropodes mais aussi bivalves) et les concrétions carbonatées (Ø 1 mm) sont présentes. Les débris calcinés y sont fréquents. Dans le forage CHA9, ce faciès a été daté de 9439-9023 cal BP (limite Boréal / Atlantique) à 263-270 cm de profondeur, de 7713-6319 cal BP (Atlantique) à 200-205 cm et de 3200-2373 cal BP (Subatlantique, limite Age du Bronze / Age du Fer) à 100-105 cm (Tab. 2.1).

Le faciès **SiAO** constitue des couches peu épaisses (≤ 20 cm) intercalées dans les faciès SiT et TSi d'une part et associées au faciès SiAo (à la base, intercalé ou au sommet) d'autre part. A la partie supérieure du remplissage, ces dépôts constituent l'horizon de sol actuel, épais de 35 cm au maximum. Le sédiment est silto-

argileux brunâtre ou grisâtre plus ou moins foncé, à éléments organiques figurés (fibres, tiges et racines essentiellement) moyennement abondants. Il peut-être riche ou dépourvu en fragments de coquilles de mollusques. Dans le forage CHA9 le sédiment a été daté de 10117-9432 cal BP (Boréal) à 305-310 cm de profondeur (Tab. 2.1)

En résumé, dans le transect CHA, la surface du substrat turonien est très irrégulière (jusqu'à ~ 250 cm de dénivelé) (Fig. 2.45). Le faciès SaG, d'épaisseur variable, repose sur le substrat et en comble les dépressions ; la surface de ces dépôts est irrégulière, avec une dépression marquée (jusqu'à ~ 190 cm de dénivelé) dans le forage CHA9, où ils ont été datés du Pléniglaciaire weichsélien moyen ou de l'Atlantique. Cette dépression est comblée par des sédiments organiques (faciès TSi, SiT) ou plus détritiques (SiSaA, SiAo et SiAO) interstratifiés et cette pile sédimentaire a livré des âges du Préboréal au Boréal. Au-dessus du faciès SaG repose le faciès SiSaA, dont la surface est irrégulière, ou le faciès SiAo constituant l'essentiel de la moitié supérieure du comblement daté de l'Atlantique ou du Subatlantique. Le faciès SiAO, intercalé entre les précédents faciès, constitue également le sol actuel au sommet du remplissage alluvial.

2.6.3. Prospections par tranchées sur la partie basse du versant et dans la plaine alluviale : la terrasse de Palluau et son raccord à la plaine alluviale

A 250 m environ en aval du site de Charcenay (CHA) (Fig. 1.21, 1.27 et 2.42a), des prospections INRAP (2006, coordination Frédéric Champagne) ont été réalisées à la pelle mécanique, depuis la partie basse du versant orienté vers l'ouest jusque dans la bordure de la plaine alluviale, en rive gauche de la Grande Choisille. Les tranchées parallèles d'orientation NE-SW (équidistance : 20 m ; profondeur ~1 m) dans la zone de raccordement du versant à la plaine alluviale et 2 fosses profondes (~ 3 m) ont montré la présence : (1) d'une terrasse fluviatile sur le versant, notée **terrasse de Palluau**, et (2) d'un paléochenal tourbeux dans la plaine alluviale, au pied du versant. La présence de la terrasse de Palluau (1) a par la suite été confirmée par l'observation des travaux de creusement d'un bassin de rétention des eaux en 2008. Le paléochenal tourbeux (2) a fait l'objet d'une étude plus détaillée par forage (site RIA, *cf*. § 2.6.4).

Sur la partie basse du versant (1), les tranchées et 2 fosses profondes ont recoupé généralement plus de 1 m de matériaux colluviaux silto-argileux plus ou moins riches en éléments > 2 mm issus des versants proches (faciès FV). Sous ces dépôts, une couche d'épaisseur plurimétrique (maximum inconnu) de sables et graviers fluviatiles hétérométriques siliceux et bien lavés forme la terrasse alluviale de Palluau, située de 1 à 3 m au dessus de la surface actuelle de la plaine alluviale (Fig. 2.46).

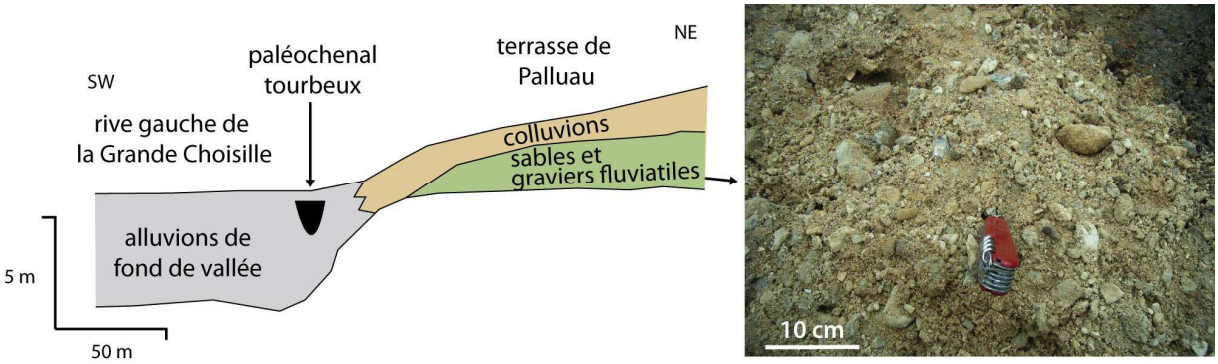


Figure 2.46 *: coupe schématique montrant la relation entre les dépôts de fond de vallée et les dépôts constituant la terrasse de Palluau*

Dans la plaine alluviale, au pied du versant, entre environ 50 et 100 cm de profondeur, 2 tranchées ont recoupé un paléochenal tourbeux (2) large d'environ 2,5 m (Fig. 2.47a) qui s'intercale latéralement dans des dépôts silto-argileux plus détritiques. Le faciès silto-tourbeux comblant ce paléochenal, à MO très divisée, contient de nombreux fragments ligneux et coquilles de gastéropodes aquatiques bien conservées ; des tuiles gallo-romaines (I^{er} à II^{e} siècle AD) ont été identifiées à son sommet (Fig. 2.47b). Au dessus du faciès tourbeux se trouvent des dépôts silto-argileux plus ou moins organiques grisâtres contenant également, mais en plus faible abondance, des coquilles de gastéropodes aquatiques.

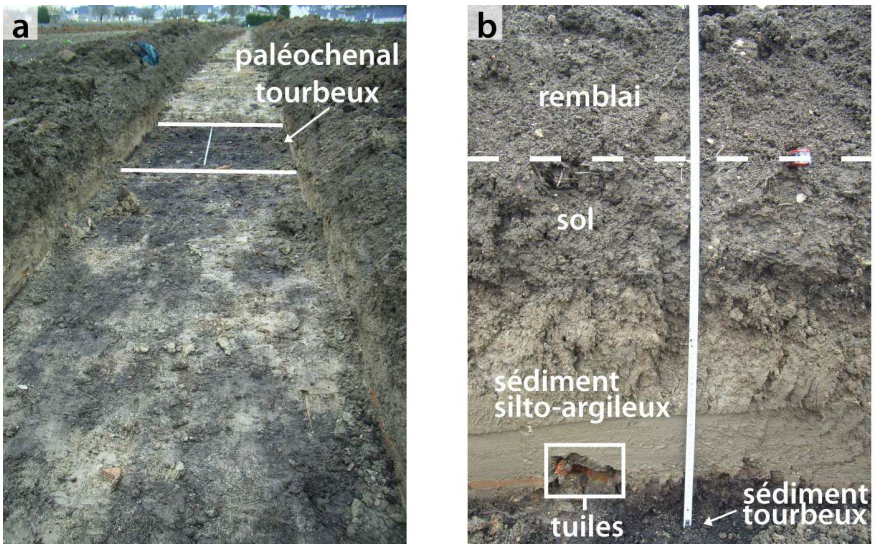


***Figure 2.47** : paléochenal tourbeux en bordure de plaine alluviale, en rive gauche de la Grande Choisille. (a) : extension latérale du paléochenal ; (b) : vue du sommet des dépôts tourbeux et des dépôts silto-argileux sus-jacents*

2.6.4. Le site du Riabelais (RIA)

Le transect effectué sur le site du Riabelais (RIA) (Fig. 1.21 et 1.27) est venu compléter l'information obtenue dans les tranchées réalisées sur le versant (terrasse de Palluau) et en bordure de la plaine alluviale, où un paléochenal tourbeux a été recoupé (*cf.* § 2.6.3). Le transect, réalisé dans la plaine alluviale, longe le bas du versant dans l'axe du paléochenal.

2.6.4.1. Localisation des forages

Le transect RIA (3 forages) a été réalisé en bordure de plaine alluviale sur un axe parallèle à la vallée, sur des terrains en friche ou cultivés en rive gauche de la Grande Choisille, en contrebas de la terrasse de Palluau. Le forage médian RIA3 (N 47°24'09'' ; E 0°38'54'') (Fig. 2.42a), qui recoupe bien le paléochenal observé en tranchées, est situé à 100 m de RIA1 et 60 m de RIA2. La topographie n'a pas pu être relevée sur ce site. Des analyses palynologiques ont été effectuées dans le forage RIA3P (*cf.* § 4.1.4.3).

2.6.4.2. Description du forage de référence (RIA3)

Le forage RIA3 a traversé (Fig. 2.48) :

- 0-22 cm : silt argileux gris brun sombre. Un peu de sables hétérométriques. Débris de paille, fragments charbonneux. Tassé et perturbé.
- 22-50 cm : silt argileux gris brun plus clair, un peu de sables hétérométriques. Fragments de charbons, racines actuelles, fragments de coquilles de gastéropodes. Fragments d'ardoise.
- 50-72 cm : silt argileux brun beige à taches ocres (30 à 40 % de la surface du sédiment) et à nodules ferrugineux ocres (Ø maximum 1 cm). Sables (SG) épars et rares graviers. Fragments de coquilles de gastéropodes surtout vers le sommet.
- 72-82 cm : idem 50-72 cm, avec de nombreux « mycéliums » carbonatés et moins de taches ocre. Matériau plus structuré.
- 82-86 cm : transition riche en fragments de coquilles de gastéropodes.
- 86-95 cm : silt argileux brunâtre homogène assez organique, quelques traces ocre discrètes. Quelques fragments de charbons.
- 95-100 cm : silt tourbeux brun noirâtre, sans MO figurée. Un fragment de charbon.
- 100-110 cm : silt argileux brun foncé, plastique et organique. Débris végétaux, fragments de petites coquilles de gastéropodes.
- 110-125 cm : silt argileux brun moyen plus riche en fragments de coquilles de gastéropodes et en MO figurée.
- 125-134 cm : idem 100-110 cm avec plus de débris végétaux figurés et quelques grains charbonneux. Une planorbe et un gros fragment de bois.
- 134-200 cm : tourbe silteuse brun noirâtre assez homogène à fibres végétales brunes souples et fragments de bois. Gastéropodes entiers conservés et dispersés dans toute l'épaisseur.
- 200-220 cm : idem 134-200 cm, avec de nombreuses petites coquilles entières de gastéropodes (Ø 1 mm).
- 220-270 cm : silt argilo-sableux grisâtre assez organique à fragments de bois pluricentimétriques et grandes taches plus brunes et plus organiques. Nombreux fragments de petites coquilles de gastéropodes.
- 280-282 cm : silt argileux brunâtre à fibres végétales (une noisette).
- 282-298 cm : sables hétérométriques et graviers (Ø maximum 1 cm) à matrice grisâtre. Grains blanchâtres. Coquilles de gastéropodes entières et fragmentées.
- 298-318 cm : idem 282-318 cm, mais moins riche en graviers.
- 318-365 cm : sables hétérométriques et graviers (Ø jusqu'à 4 cm) (nombreux silex). Ensemble plus blanchâtre entre 318-345 cm et plus ocre entre 345 et 365 cm.
- 365-400 cm : craie sableuse (SM) beige à ocre.

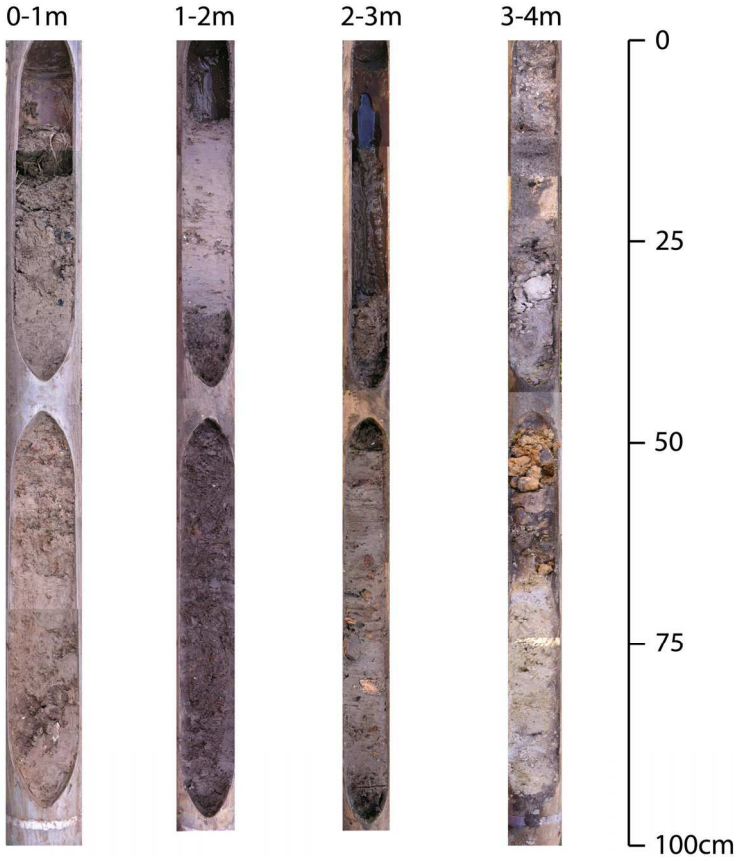


***Figure 2.48** : photographie de la carotte RIA3 entre 0 et 4 m de profondeur*

Ce forage a traversé 365 cm de dépôts fluviatiles au-dessus de la craie sableuse turonienne. La partie supérieure de la carotte est constituée de sédiments silteux organiques à tourbeux comprenant des couches plus ou moins détritiques interstratifiées. En partie inférieure de la carotte, un faciès silto-argileux sableux recouvre un faciès sablo-graveleux fluviatile, lequel repose sur le substrat.

2.6.4.3. Résultats des analyses sur le forage de référence RIA3

Sur ce forage seules l'estimation de la teneur en MO et la semi-quantification des minéraux de la fraction argileuse ont été réalisées sur 26 échantillons, et 5 faciès fluviatiles ont été définis entre 0 et 365 cm de profondeur au dessus du substrat crayeux : silt argileux organique (**SiAO**), silt argileux peu organique (**SiAo**), silt sablo-argileux (**SiSaA**), silt tourbeux (**SiT**) et sables et graviers fluviatiles (**SaG**) (Fig. 2.49).

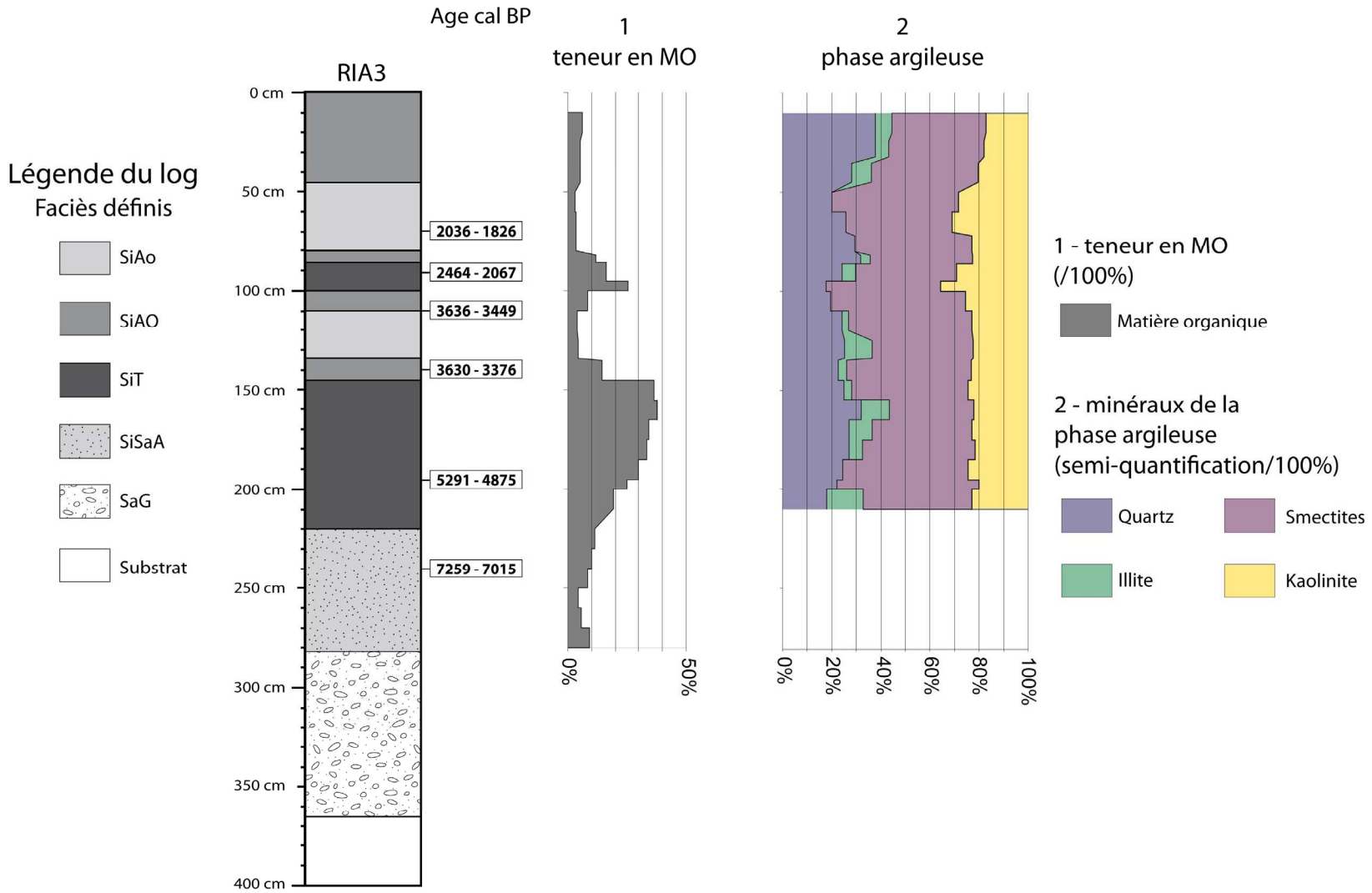


Figure 2.49 *: résultats des analyses dans le forage RIA3*

Les teneurs en MO sont de 3 à 4 % dans le faciès SiAo, de 5 à 15 % dans le faciès SiAO, de 4 à 12 % dans le faciès SiSaA et de 16 à 38 % dans le faciès SiT (Fig. 2.49). La fraction argileuse est constituée des 4 espèces minérales habituelles : smectites dominantes, quartz et kaolinite, en proportions assez peu variables, ainsi que l'illite parfois absente dans les faciès SiAo, SiAO et SiT. Dans le faciès SiSaA, la mauvaise cristallinité des argiles n'a pas permis leur évaluation et l'analyse n'a pas été effectuée dans le faciès SaG.

2.6.4.4. Distribution des faciès sédimentaires dans le transect RIA

Les 3 forages effectués sur le site RIA ont atteint le substrat crayo-sableux turonien entre 255 et 465 cm de profondeur (Fig. 2.50). Bien que la topographie du site n'ait pas été relevée, il est clair que le substrat est en pente vers le sud-est.

Sur le substrat reposent 10 à 85 cm de dépôts **SaG** dans tous les forages. Ce sont des sables et graviers hétérométriques à matrice silto-argileuse peu abondante. Les graviers sont essentiellement des silex, mais dans les 10 premiers centimètres au dessus du substrat des fragments de tuffeau sont également présents. Des passées centimétriques de sables homométriques (SF ou SG) sont s'intercalées dans ces dépôts.

Des dépôts **SiSaA**, épais de 20 à 60 cm, recouvrent le faciès SaG. Ce sont des sables assez homométriques (SF ou SM) à matrice silto-argileuse peu ou moyennement abondante, contenant des éléments organiques figurés (fibres, tiges, fruits et fragments ligneux). Dans RIA3, le sédiment a été daté de 7259-7015 cal BP (Atlantique) à 240 cm de profondeur (Tab. 2.1).

Le faciès **SiT** peut reposer sur le faciès SiSaA dans les forages RIA2 et RIA3 (couches épaisses de 75 cm au maximum) ou être intercalé dans les faciès SiAo et SiAO dans les forages RIA1 et RIA3. C'est un silt tourbeux brun sombre à noirâtre riche en fibres organiques fines et en fragments ligneux plus grossiers, où les coquilles de gastéropodes aquatiques sont parfois abondantes et bien préservées. Dans le forage RIA3, ce faciès a été daté de 5291-4875 cal BP (Subboréal) à 195 cm de profondeur et de 2464-2067 cal BP (Subatlantique) à 90 cm (Tab. 2.1).

Le faciès **SiAo** constitue une grande partie des dépôts dans RIA1 et RIA2 (jusqu'à 295 cm d'épaisseur) et est moins représenté dans RIA3. C'est un silt argileux brunâtre à grisâtre clair, avec très peu d'éléments organiques figurés. En revanche les coquilles de mollusques, surtout gastéropodes (dont limnées et planorbes) mais aussi bivalves, entières ou fragmentées, peuvent être très abondantes. Ce faciès a été daté de 2036-1826 cal BP (Subatlantique) 70 cm de profondeur (Tab. 2.1).

Le faciès **SiAO** n'a été observé que dans RIA2, associé au faciès SiT, et surtout à différents niveaux dans RIA3. C'est un silt argileux brunâtre ou grisâtre sombre contenant des éléments organiques figurés (fibres, tiges, racines et fragments ligneux) et parfois de nombreuses petites coquilles de mollusques. Dans RIA3, ce

faciès a livré des dates de 3630-3376 cal BP à 140 cm de profondeur et de 3636-3449 cal BP à 110 cm (Subatlantique) (Tab. 2.1).

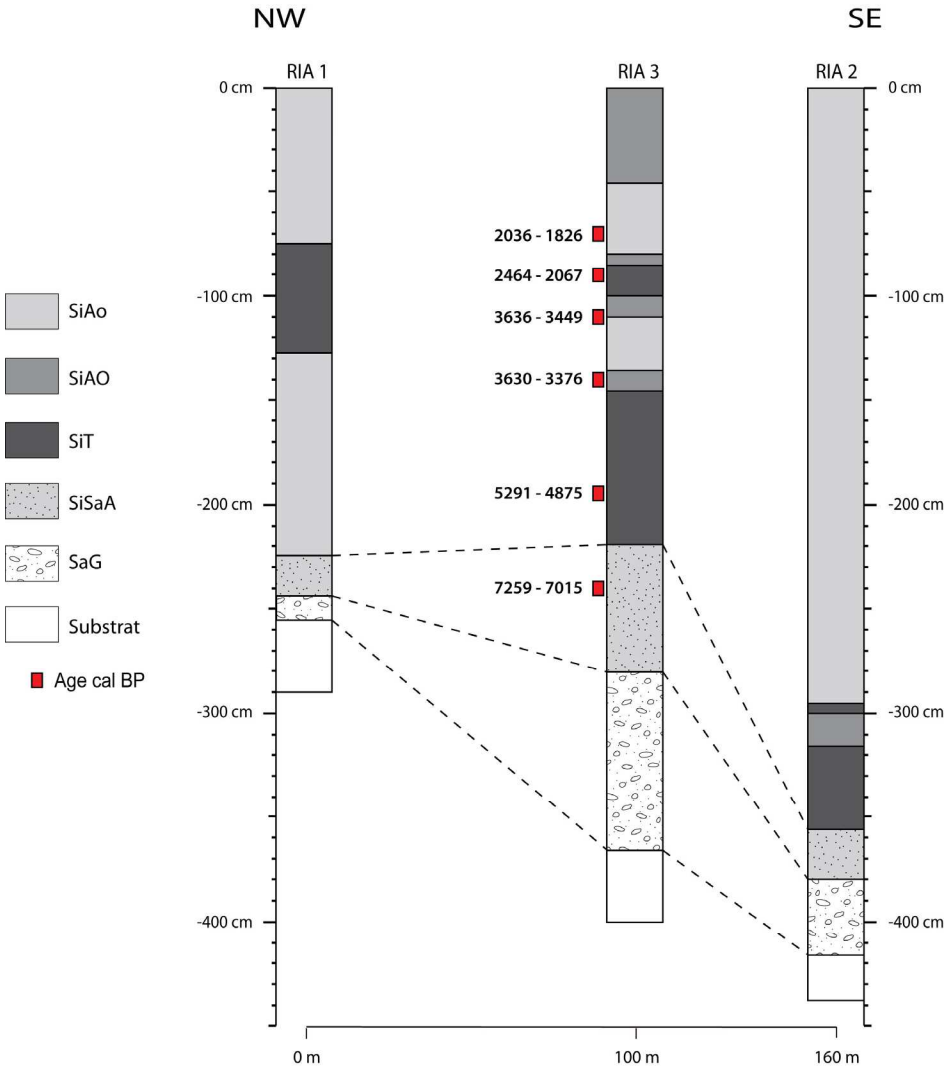


Figure 2.50 *: transect lithologique sur le site RIA*

En résumé, à la base du transect RIA, le faciès fluviatile SaG repose sur la craie sableuse du Turonien (Fig. 2.50). Il est recouvert pas le faciès SiSaA, au-dessus duquel des faciès variés ont été observés : SiAo est souvent dominant, mais des couches plus organiques, parfois épaisses, de faciès SiT associé à SiAO s'intercalent dans le remplissage alluvial. Au-dessus du faciès SaG basal, les sédiments à dominante silteuse ont livré des âges allant de l'Atlantique au Subatlantique.

2.7. Caractéristiques principales des faciès sédimentaires définis

Les 78 forages décrits ont permis d'identifier 9 faciès lithologiques constitutifs des remplissages sédimentaires en fond de vallées. Six faciès sont fluviatiles : **SaG** (sables et graviers fluviatiles), **TSi** (tourbe silteuse), **SiT** (silt tourbeux), **SiSaA** (silt sablo-argileux), **SiAo** (silt argileux peu organique) et **SiAO** (silt argileux organique). De plus, 3 faciès non fluviatiles ont été observés : **CB** (coulées boueuses), **FV** (formations de versant) et **RA** (remblai anthropique).

Le facies **SaG** a été observé à la partie inférieure du comblement fluviatile dans tous les transects mais peut également se trouver sporadiquement en lentilles dans le faciès SiSaA (transects ROC, Fig. 2.25, et BIL, Fig. 2.32) ou SiAo (transect BJE, Fig. 2.41). Dans ce faciès, les fractions sable et gravier, hétérométriques, constituent plus de 50 % du bulk avec au moins 5 % de gravier. Les fractions argile + silt sont en proportions très variables selon les niveaux : de 2 à 70 % de l'ensemble argile + silt + sable. Les éléments organiques figurés peuvent être présent ou absents. La fraction sableuse est constituée en majorité de grains de quartz plus ou moins émoussés, parfois de glauconite et peut contenir jusqu'à 22 % de grains carbonatés détritiques, notamment dans les secteurs A et D (transects HAR, Fig. 2.16, et BJE). La fraction graveleuse est essentiellement composée d'éléments émoussés pouvant atteindre 5 cm de diamètre, surtout siliceux (silex crétacés majoritaires, mais aussi bioclastes crétacés, meulières et éléments siliceux éocènes), et rarement calcaires (Crétacé, Eocène). La fraction argileuse est généralement constituée de smectites qui dominent souvent, de kaolinite, de minéraux illitique (illite, muscovite et/ou glauconite) et de quartz qui est plus abondant dans les échantillons plus riches en matrice silto-argileuse. L'épaisseur du faciès SaG peut atteindre 3,2 m dans le secteur D, et son toit peut présenter une forme régulière dans les parties amont et médiane des secteurs A et B (transects PON, Fig. 2.8, NAU, Fig. 2.12, FON, Fig. 2.21, et ROC), ou irrégulière (dénivelé jusqu'à 2,9 m) dans les secteurs C et D et en partie aval des secteurs A et B (transects HAR et BIL).

Les facies tourbeux **TSi** et **SiT**, de couleur brunâtre à noirâtre, forment des couches généralement peu épaisses (quelques dm) mais pouvant atteindre 1,5 m (transect POI, Fig. 2.35), limitées dans l'espace, souvent localisées dans les dépressions au toit du facies SaG qu'ils recouvrent directement (transects ROC, BIL, POI, BRO, Fig. 2.36, CHA, Fig. 2.45, et BJE). Ils peuvent aussi former des lentilles plus étendues au sein des facies à

dominante silteuse (transects POI et BRO) ou constituer une grande part du comblement de chenaux abandonnés (tranchées INRAP et transect RIA, Fig. 2.46 et 2.50). Les teneurs en MO sont comprises entre 45 et 54 % dans le faciès TSi et entre 15 et 45 % dans le facies SiT. La matière organique se présente sous forme de débris végétaux (feuilles de Phragmites ou Carex, tiges ou fragments ligneux, fruits) plus ou moins décomposés et divisés. La fraction minérale est essentiellement silteuse et quartzeuse, et les carbonates, parfois abondants (30 % maximum à BIL), correspondent à des coquilles de mollusques, essentiellement gastéropodes, fragmentées ou entières. La fraction argileuse a la même composition que dans le facies SaG mais les teneurs en smectites diminuent souvent en faveur du quartz et de la kaolinite qui peut être dominante (transect CHA). Le faciès SiT est plus représenté que le faciès TSi qu'il encadre généralement. Bien que limités dans l'espace, ces faciès ont été rencontrés dans les quatre secteurs étudiés.

Le faciès **SiSaA**, le plus souvent à fraction silto-argileuse dominante, contient moins de 15 % de MO, moins de 5 % de graviers et galets et plus de 10 % de sables (SF le plus souvent dominant). Les éléments les plus grossiers sont des grains siliceux émoussés, sauf dans le secteur D où des bioclastes silicifés du Crétacé (bryozoaires notamment) ont également été observés. Les teneurs en carbonates peuvent être plus élevées que dans les autres faciès : souvent < 3 %, et jusqu'à 9 %, 7 % et 43 % dans les secteurs A, B et D (transect BJE) respectivement. Ces carbonates se présentent sous la forme de coquilles de mollusques, de concrétions millimétriques parfois associées aux horizons riches en mollusques, et de grains détritiques. La fraction argileuse a une composition très variable selon les niveaux surtout dans les secteurs A et B : les smectites peuvent dominer ou être en quantité peu différentes de la kaolinite, les argiles micacées sont très peu abondantes tandis que le quartz est parfois très abondant. La lépidocrocite a été identifiée dans les niveaux situés immédiatement au-dessus du faciès SaG. Le faciès SiSaA recouvre généralement les faciès précédents (SaG, TSi ou SiT). Il constitue l'essentiel du comblement détritique dans les secteurs A et B où il peut atteindre plus de 3 m d'épaisseur. Il est présent mais moins développé dans les secteurs C et D où il forme des couches gris bleuâtre à verdâtre peu épaisses et d'extension limitée, recouvertes par les faciès silteux SiAo et SiAO.

Les faciès **SiAo** et **SiAO** sont caractérisés par la dominance de la fraction silt (jusqu'à 90 %), les fractions argileuse et sableuse étant toujours peu abondantes (5 à 15 % et < 10 % respectivement). Ces deux faciès ont été distingués sur la base des teneurs en MO : silt argileux peu organique (SiAo) et silt argileux organique (SiAO), qui contiennent

respectivement moins de 5 % et de 5 à 15 % de MO. Cette MO se présente généralement sous une forme fine et fragmentée dans le bulk, mais aussi sous forme de fibres végétales (Phragmites ou Carex notamment) souvent verticales et en place. Le facies SiAo est de couleur brune à beige en milieu oxydant (entre 0 et 0,5 m de profondeur généralement), s'enrichit en taches ocres et concrétions ferrugineuses (boulettes de taille millimétrique) entre 0,5 et 1 m de profondeur environ et devient gris, verdâtre à bleuâtre au-delà en milieu réducteur. Le facies SiAO est brunâtre à noirâtre. Le silt est essentiellement quartzeux et les carbonates constituent jusqu'à 22 % du bulk (fragments de coquilles de mollusques et/ou concrétions carbonatées millimétriques souvent associées aux couches riches en mollusques, en milieu réducteur). Il n'y a pas de grains détritiques carbonatés. La fraction argileuse comprend les mêmes minéraux que les facies précédents, mais en proportions légèrement variables selon les niveaux, les smectites dominantes ayant tendance à augmenter dans les niveaux supérieurs, surtout au détriment du quartz et des argiles micacées. Le faciès SiAo est le plus fréquent : il forme des couches intercalées au sein du faciès SiSaA dans les secteurs A et B. Il domine largement dans les secteurs C et D où il peut atteindre plus de 3 m d'épaisseur et constitue l'essentiel du comblement de la plaine alluviale. Le faciès SiAO est moins fréquent. Il apparaît en couches peu épaisses à différents niveaux au sein des faciès SiAo et SiSaA notamment. A la partie supérieure de la pile sédimentaire, il correspond au sol actuel.

Les dépôts à matrice silto-argileuse, parfois un peu sableuse, compacte et abondante (> 50 % du bulk), de couleur brunâtre à grisâtre, et comprenant d'abondants éléments grossiers (graviers et galets) peu émoussés ou fragmentés ont été interprétés comme des dépôts de bas de versant (faciès **FV**). Le caractère monogénique des éléments (soit silex et éléments de la craie, soit fragments de silcrêtes, soit éléments calcaires éocènes…) et la localisation de ces faciès en bordure des plaines alluviales aux pieds des versants montrent leur origine locale. Ils s'intercalent à divers niveaux dans les dépôts fluviatiles. Des dépôts de coulées boueuses (faciès **CB**) ont également été identifiés. Ils sont composés d'éléments grossiers (graviers et galets) d'origines diverses et peu émoussés, dans une abondante matrice silto-sablo-argileuse (environ 50 % du bulk) compacte. Ce faciès a surtout été observé dans les secteurs A et B, intercalé dans les dépôts fluviatiles. Les forages ont aussi parfois traversé des remblais anthropiques couvrant les dépôts fluviatiles (faciès RA), caractérisés par leur aspect hétérogène et la présence d'éléments de construction (fragments de terres cuites, ardoises, fragments calcaires ou crayeux, résidus de fonderie…).

Chapitre 3. Contribution de la géophysique à l'étude des sédiments en fond de vallée

Les outils géophysiques utilisés dans ce travail (prospection électromagnétique, mesure du magnétisme) présentent un intérêt dans l'étude des formations superficielles, en raison de la facilité et la rapidité d'acquisition des données, en quantifiant des paramètres physiques liés aux faciès sédimentaires observés sur le terrain. Cependant, il est indispensable de les associer à des forages et/ou fosses, nécessaires à l'identification des faciès et de leur épaisseur, et de les interpréter dans le contexte hydrogéologique.

Dans le cas des remplissages sédimentaires alluviaux, l'utilisation des outils géophysiques permet de :

- contribuer à la caractérisation de la nature des sédiments
- préciser spatialement la géométrie du remplissage sédimentaire, reconnu localement par forages carottés
- cartographier d'éventuelles structures paléomorphologiques fluviatiles dans les dépôts, comme des paléochenaux comblés de particules fines
- contribuer à la quantification des stocks sédimentaires accumulés en fond de vallée (*cf*. Chap. 7).

Dans le bassin de la Choisille, les prospections géophysiques ont été réalisées sous la conduite de F. Hinschberger (Université de Tours). Tous les secteurs étudiés du bassin (A à D) ont fait l'objet de prospections géophysiques (spatiales) entre 2005 et 2010. Dans les secteurs A et D, de nombreuses données ont été acquises et discutées lors du stage de recherche de Master 2 de Chartin (2007). Les données de susceptibilité magnétique ont été acquises et discutées lors des stages de recherche de Master 1 de Simmoneau (2008) et de Licence 3 de Denis (2009).

3.1. Matériels et méthodes

3.1.1. Mesure de la conductivité des dépôts

3.1.1.1. Généralités

Le paramètre physique étudié lors des prospections spatiales est la conductivité électrique des terrains, mesurée en milli-Siemens par mètre (mS/m). Son inverse est la résistivité en Ohm.mètre (Ω.m) tel que 1 Ω.m = 1000 mS/m. La conductivité des formations géologiques varie suivant leur nature, leur granularité et leur teneur en eau, elle-même liée à leur porosité granulométrique (Archie, 1942 ; Keller et Frischknecht, 1966 ; McNeil, 1980a ; Tabbagh et Cosenza, 2007). La présence d'argiles se signale par de fortes valeurs de conductivité, car les ions contenus entre les feuillets et l'eau liée favorisent la conductivité électrolytique. De manière générale, l'outil géophysique est bien adapté pour distinguer les dépôts grossiers (sables et graviers), caractérisés par des valeurs faibles de conductivité, par rapport aux dépôts plus fins (argiles, silts et sédiments tourbeux) (Wilcox, 1944 ; Goury *et al.*, 2003 ; Froese *et al.*, 2005).

Dans le cas où le substrat est résistant (peu conducteur), comme c'est le cas pour les craies crétacées du bassin (< 20 mS/m) ou le calcaire lacustre, les faibles valeurs de conductivité des alluvions sont généralement associées à la présence de dépôts grossiers ou à une mince épaisseur de dépôts fins, tandis que les valeurs élevées de conductivité indiquent la présence d'épais dépôts fins (Hinschberger *et al.*, 2006).

Deux outils géophysiques complémentaires ont été utilisés pour les prospections de terrain : un conductivimètre EM31 et un résistivimètre en quadripôle Wenner.

3.1.1.2. Prospection électromagnétique (EM31)

Le conductivimètre EM31 (Geonics Ltd.®) est une perche électromagnétique de 4 m de long mesurant la conductivité électrique apparente du sous-sol sans contact direct avec le sol (méthode « Slingram » ; McNeil, 1980b). Sa profondeur d'investigation est de 6 m environ en mode vertical (« mode V ») communément utilisé, mais ce sont les terrains compris entre 0,5 et 3 m de profondeur qui influencent le plus les mesures, tandis qu'en mode horizontal (« mode H ») ce sont les terrains compris entre 0 et 1,5 m de profondeur qui influencent le plus les mesures avec une profondeur d'investigation de 3 m (Fig. 3.1). La

résolution latérale de l'appareil est voisine de 4 m. L'appareil est porté par l'opérateur et les mesures sont prises soit manuellement avec un espacement défini, soit automatiquement avec un pas de temps constant (4 secondes dans le cas présent). Il est ainsi possible de réaliser rapidement des transects et des cartes de conductivité sur de grandes surfaces. L'appareil est cependant sensible aux perturbations électromagnétiques (lignes haute tension) et à la présence de corps métalliques aériens ou enfouis. Cet outil permet de réaliser des profils de conductivité le long de transects et des cartes de conductivité électrique, donc de déceler les variations horizontales de la conductivité.

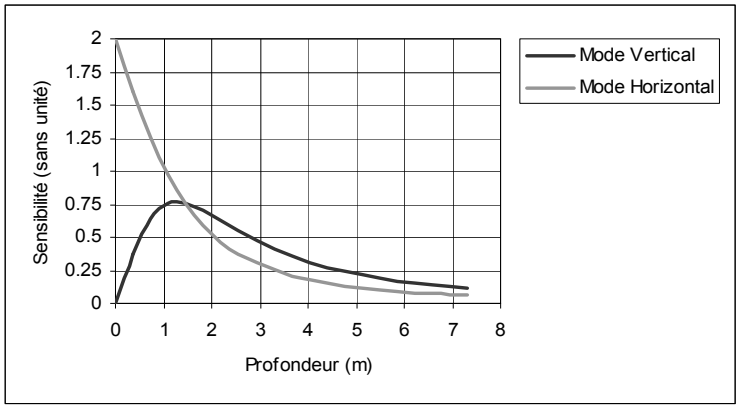


Figure 3.1 *: sensibilité de l'EM31, en mode vertical et horizontal, en fonction de la profondeur*

L'acquisition, le traitement et la cartographie des données EM31 ont été réalisés par F. Hinschberger et C. Chartin (Université de Tours). La plupart des campagnes de mesures ont été réalisées en hiver, dans des conditions climatiques similaires (températures extérieures entre 0 et 10°C, terrains humides mais non inondés) pour limiter au maximum l'influence des variations de température et d'humidité des formations géologiques sur leur conductivité électrique. Ces deux facteurs sont en effet susceptibles d'influencer fortement les valeurs de conductivité mesurées : une augmentation de température de 1°C entraîne une baisse de résistivité de près de 2 % entre 0° C et 20° C (Campbell *et al.*, 1948). Vu la durée de la prospection, il n'a bien sûr pas été possible de réaliser toutes les mesures dans des conditions de température identiques. Cependant, les variations de température de courte durée (quelques jours) affectant la surface terrestre n'ont quasiment aucune influence sur la température moyenne des sédiments dans les six premiers mètres sous la surface, profondeur d'investigation de l'EM31 (« mode V »). Seules les variations saisonnières de température,

entre le début et la fin de l'hiver par exemple, sont susceptibles d'influencer les mesures de manière significative.

L'augmentation d'humidité des formations géologiques (sol, sédiments meubles ou consolidés…) entraîne généralement une augmentation forte de leur conductivité, l'eau constituant un électrolyte conducteur. Cependant, les variations d'humidité de la surface du sol influencent peu la conductivité moyenne des 6 premiers mètres du terrain, et les dépôts alluviaux sont en partie saturés en permanence. En revanche les variations du niveau de la nappe phréatique dans les alluvions, qui peuvent atteindre plusieurs décimètres entre le début et la fin de l'hiver, ont pu affecter légèrement nos mesures.

Afin d'éliminer l'effet de ces variations sur la conductivité mesurée au moyen de l'EM31, des profils-test ont été réalisés lors de chaque campagne de mesure aux mêmes endroits. La plupart du temps ces profils n'ont révélé aucune variation significative. Dans le cas contraire, les variations de conductivité mises en évidence par les profils-test ont permis de corriger les mesures réalisées lors des campagnes de mesure en les ramenant aux mesures « initiales ». Les cartes obtenues sont ainsi corrigées des variations saisonnières.

Les profils de conductivité sont globalement orientés perpendiculairement à l'axe de la vallée, afin de favoriser le recoupement de structures longitudinales enfouies. Les résultats sont présentés selon des profils de conductivité le long des transects ou selon des cartes de conductivité électrique. Dans ce dernier cas le logiciel Arc Gis 9 a été utilisé pour l'interpolation des données par krigeage. Les valeurs acquises à moins de 7 m du chenal n'ont pas été prises en compte : le cours d'eau principal se signale en effet souvent par une anomalie résistante marquée, visible sur les profils de chaque côté des berges. Cette anomalie résistante peut signaler le phénomène de rabattement de la nappe alluviale à proximité du chenal, ou alors une moindre minéralisation des eaux de la nappe alluviale à proximité de la rivière. En revanche, elle ne correspond généralement pas à l'existence de structures enfouies dans l'architecture des dépôts.

3.1.1.3. Prospection électrique (résistivimètre)

Le **résistivimètre Syscal Jr.** (Iris Instruments ®) permet de mesurer la résistivité du sous-sol le long de transects (« traînées de résistivité ») ou à la verticale d'un même point (sondages électriques) en faisant varier la profondeur d'investigation. Le dispositif quadripôle Wenner a été utilisé lors des prospections ; il est caractérisé par un écartement « a » des

électrodes identique pour chaque mesure (Fig. 3.2). Cet outil permet d'obtenir des informations sur les variations verticales de la conductivité en un point. Par exemple, pour un écartement a = 1 m, la profondeur d'investigation est d'environ 0,75 m.

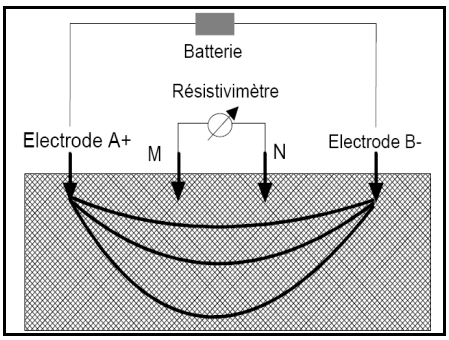


Figure 3.2 *: schéma du dispositif électrique en mode Wenner : AM = MN = NB. Les lignes de courant circulant dans le sol sont représentées schématiquement*

Les sondages électriques ont été établis à proximité des trous de forages, suivant des lignes orientées globalement de manière parallèle à l'axe de la vallée, de manière à rester dans des terrains horizontalement les plus homogènes possibles. Les plus longs dispositifs mesurent 120 m de long**,** ce qui correspond à une profondeur d'investigation d'une vingtaine de mètres. L'acquisition et le traitement des données de prospection électrique ont été réalisés par F. Hinschberger et C. Chartin (Université de Tours).

3.1.2. Mesure de la susceptibilité magnétique

3.1.2.1. Généralités

La susceptibilité magnétique (SM) permet de rendre compte de la composition des matériaux et son signal dépend de la configuration interne des cristaux, des mailles élémentaires qui les forment et du « moment » des atomes les constituant (Dearing, 1999 ; Dubois et Diament, 2001). La SM traduit le « degré de magnétisation » des matériaux qui constituent les roches, sols, sédiments, etc. Elle reflète leur capacité à être plus ou moins attirés par un aimant. Le long de profils sédimentaires, les variations de valeurs de SM peuvent traduire des variations du cortège minéral, la teneur en éléments organiques, une évolution post-dépôt ou des pollutions anthropiques.

Dans le cas de sédiments fluviatiles, et plus particulièrement dans le bassin de la Choisille où il y a absence de roches ignées ou métamorphiques, l'intensité de la SM est en partie liée à la présence de fer, notamment sous forme de magnétite (Fe_3O_4, minéral ferrimagnétique), et peut être largement influencée par les composés silicatés tels le quartz ou carbonatés tels la calcite (minéraux diamagnétiques dont la SM peut être négative) ou paramagnétiques tels la glauconie (Thompson et Oldfield, 1986). La magnétite ayant une forte SM et étant fréquemment présente dans l'environnement naturel, il est possible de considérer que la SM mesurée sur un échantillon est un bon indicateur de la teneur en cet oxyde de fer (Dearing, 1999). La SM, sans unité puisqu'elle correspond au rapport entre l'aimantation acquise par l'échantillon et le champ magnétique qui induit cette magnétisation, est rapportée à la masse et au volume du matériau étudié et est exprimée en CGS (Centimètre, Gramme, Seconde) du fait des calibrations internes des appareils de mesure.

3.1.2.2. Méthode d'analyse

Les mesures de SM ont été effectuées avec un suceptibilimètre MS2B (Bartington Instrument ®), sur des aliquotes grossièrement broyées d'échantillons (prise d'essai d'environ 1 cm^3) par Simmoneau (2008) et Denis (2009). Les valeurs, relatives à une masse connue de sédiments, sont ramenées à 10 g pour pouvoir être comparées entre elles. Quatre forages ont été étudiés : NAU1 (secteur A, *cf.* § 2.3.2), BJE9, CHA9 et RIA3 (secteur D, *cf.* § 2.6.1, § 2.6.2 et § 2.6.4). Les mesures ont été effectuées au pas de 10 cm (2 cm pour CHA9), généralement dans des faciès à matrice silteuse dominante et plus rarement dans le faciès SaG. Des mesures complémentaires de SM ont été réalisées sur 4 échantillons de la couverture éolienne de plateau.

Sur un forage (CHA9) les particules magnétiques ont été extraites par aimantation, puis une mesure de la SM a été effectuée sur le résidu d'extraction. Sur un échantillon à forte SM (échantillon 4), les particules aimantées ont été étudiées pour identification, après montage sur lame mince polie, en microscopie électronique à balayage (MEB) (LEO, Gemini, Zeiss DSM 982 ®) couplé à la microsonde (ou sonde à spectrométrie d'énergie dispersive, EDS) (Cameca SX50 ®) par C. Grosbois (Université de Tours) au Département des Microscopies - Plateforme R.I.O. de Microscopie Electronique de la Faculté de Médecine de Tours. Sur les autres échantillons, les résidus ont été trop peu abondants pour permettre une étude similaire.

3.2. Résultats des prospections géophysiques

Les résultats des prospections géophysiques (profils électriques et cartes de conductivité) sont présentés ci-dessous site par site, pour chacun des secteurs étudiés. L'échelle des couleurs est la même pour les cartes de conductivité de chaque secteur respectivement. Les cartes ont été extrapolées avec une maille de 2 x 2 m dans les secteurs A et D et 1 x 1 m dans les secteurs B et C.

3.2.1. Secteur A

Dans ce secteur 114 profils EM31 ont été réalisés (~ 1500 points de mesure sur ~ 9 km de profils). L'espacement moyen des mesures le long des profils est de 6 m, tandis que l'espacement moyen amont-aval des profils est de 20 m. Le site PON, très boisé et encaissé, n'a pas été prospecté à l'EM31.

3.2.1.1. Les profils de conductivité

Site des Naudières (NAU)

Le long du transect NAU (Fig. 2.12), les profils montrent que les plus fortes valeurs de conductivité correspondent aux zones où l'épaisseur de sédiments fins et conducteurs (faciès SiSaA et surtout SiAo) est maximale (entre NAU1 et NAU2) (Fig. 3.3).

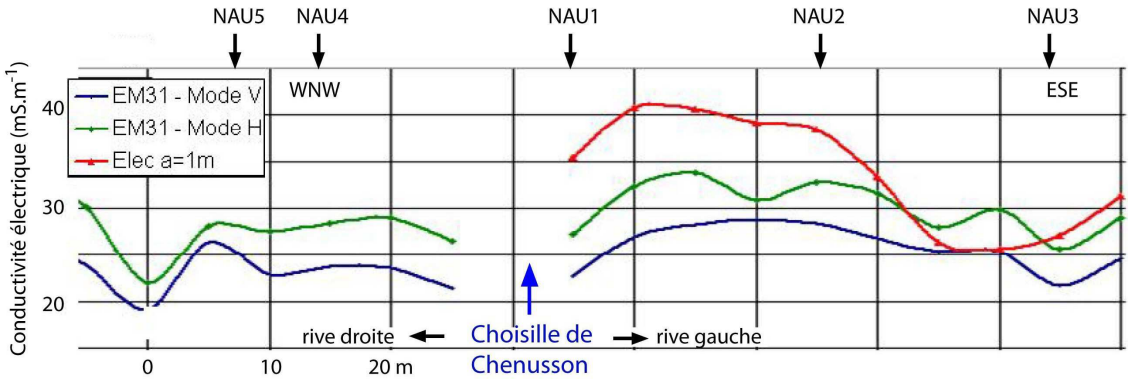


***Figure 3.3** : profils de conductivité électrique le long du transect NAU*

En rive droite, vers le WNW, les valeurs un peu plus faibles de conductivité peuvent s'expliquer par l'absence du faciès SiAo, dont la bonne conductivité est confirmée par le profil Wenner a = 1 m (profondeur d'investigation d'environ 75 cm), mais aussi par sa faible

largeur (proximité du versant et du chenal) (Fig. 3.3). Les valeurs de conductivité chutent à proximité de la Choisille, où le rabattement de nappe s'effectue et où l'eau de la nappe, mieux renouvelée, est moins minéralisée. De même, la limite entre la plaine alluviale et le versant se traduit par une chute de la conductivité, suivie d'une hausse pouvant correspondre à la présence de matériaux plus conducteurs sous le versant qu'à son pied (colluvions), matériaux repartis de manière hétérogène sur le versant.

Site de la Harlandière (HAR)

Les profils réalisés le long du transect HAR (Fig. 2.16) indiquent nettement que les valeurs de conductivité les plus fortes sont atteintes lorsque les sédiments les plus fins (faciès SiSaA) sont plus épais (à proximité de HAR2) (Fig. 3.4). Les profils électriques (Q élec) montrent nettement des discontinuités dans le remplissage alluvial, qui peuvent être expliquées par l'intercalation de corps supposés plus résistants (faciès CB). Les valeurs de conductivité chutent ici aussi à proximité de la Choisille (rabattement et moindre minéralisation de la nappe). Enfin, sur le versant WSW en rive droite, les valeurs de conductivité EM31 diminuent sensiblement tandis que les valeurs de conductivité mesurées au résistivimètre augmentent nettement. Au regard de l'épaisseur (~ 1 m) et de la nature des dépôts de versants observés, il est probable que cette augmentation de conductivité soit liée au caractère conducteur du faciès FV (colluvions) sur ce site, ce qui est mis en évidence par les valeurs de Q élec 0,5 et 1 (profondeur d'investigation respectivement d'environ 40 et 75 cm) (Fig. 2.16 et 3.4).

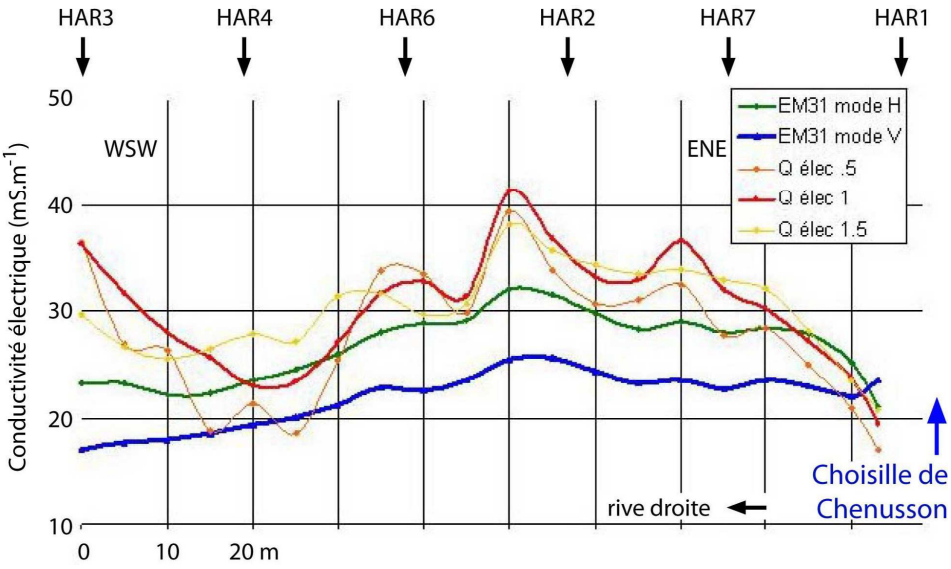


Figure 3.4 *: profils de conductivité électrique le long du transect HAR*

3.2.1.2. La carte de conductivité

Dans le secteur A, la carte de conductivité a été réalisée sur deux tronçons de vallée (tronçon 1 : La Morinière-Les Naudières ; tronçon 2 : la Harlandière) (Fig. 3.5).

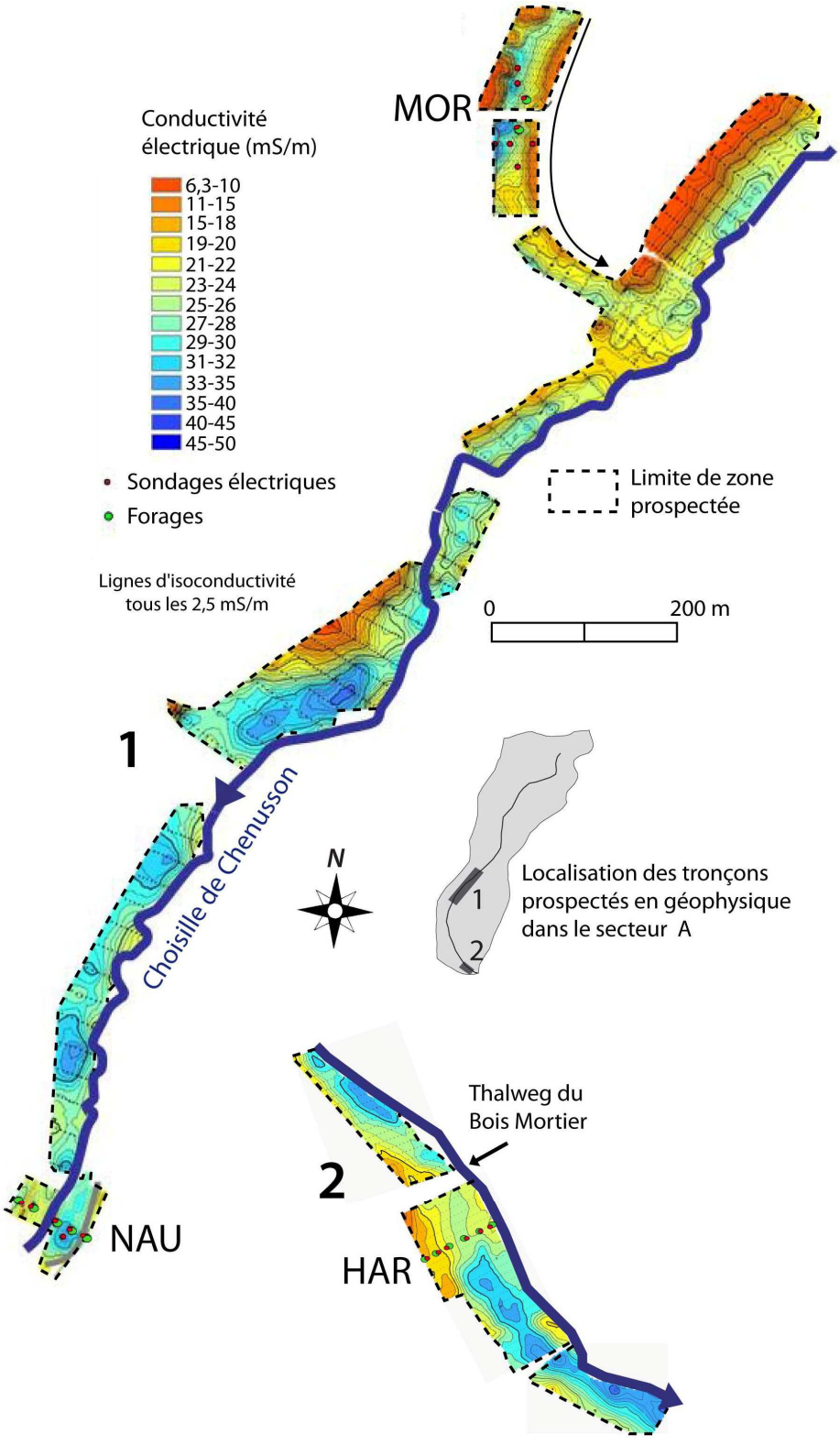


***Figure 3.5** : carte de conductivité électrique du fond de vallée dans le secteur A*

Cette carte montre des discontinuités dans les valeurs de conductivité, qui peuvent être interprétées comme des variations de l'épaisseur et/ou de la nature des dépôts. Les forages ont cependant montré que l'épaisseur des dépôts conducteurs (majoritairement représentés par le faciès SiSaA dans le secteur A) varie peu dans la moitié aval de ce sous-bassin. Ce fait, mais aussi la disparition du signal conducteur (valeurs < 20 mS/m) dans certaines zones de la carte, comme au débouché du vallon sec de la Morinière, tend à montrer que ces variations de conductivité sont aussi liées à des changements dans la nature des dépôts. Dans le secteur A, la vallée est étroite et les dépôts hérités de la dynamique de versant (faciès FV et CB) sont bien représentés dans le remplissage sédimentaire. Il est probable qu'au débouché des vallons secs, comme ceux de la Morinière et du Bois-Mortier, mais aussi des talwegs de tailles plus modestes, se soient formées des accumulations de corps sédimentaires non strictement fluviatiles et plus résistants (« éventails colluviaux-alluviaux »), créant des zones de barrage dans la vallée. En amont de ces barrages, l'accumulation de particules fines conductrices (silt et argiles) a pu être favorisée, créant ainsi des discontinuités dans les valeurs de conductivité.

3.2.2. Secteur B

Dans ce secteur, 27 profils EM31 ont été réalisés (~ 360 points de mesure). Les mesures ont été prises en moyenne tous les 5 m le long des profils et ceux-ci sont espacés d'en moyenne 10 m amont-aval.

3.2.2.1. Les profils de conductivité

Site des Fontaines (FON)

Le long du transect FON (Fig. 2.21), les profils montrent des fortes valeurs de conductivité (> 60 et < 130 mS/m) induites par la présence du substrat marneux assez conducteur et peu profond et surtout par des sédiments très conducteurs (Fig. 3.6). Une baisse continue de la conductivité vers le sud (rive droite) a été enregistrée avec les trois profondeurs d'investigation, en parallèle à la remontée du substrat et à l'amincissement des dépôts sédimentaires et notamment du faciès SiSaA. Seuls deux profils de conductivité ont été réalisés sur le site FON, ce qui n'a pas été suffisant pour réaliser une carte de conductivité de la zone.

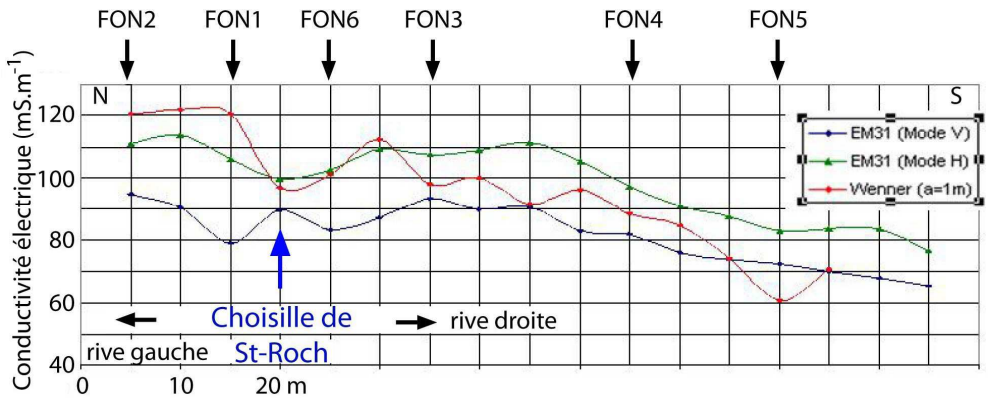


Figure 3.6 *: profils de conductivité électrique le long du transect FON*

Site de St Roch (ROC)

Les profils réalisés le long du transect ROC (Fig. 2.25) montrent que la conductivité est plus forte là où les sédiments sont les plus épais, y compris dans le faciès FV où l'abondante matrice silto-argileuse est conductrice (Fig. 3.7). Le profil électrique, qui donne une information de sub-surface, montre des fortes valeurs de conductivité difficiles à interpréter, mais qui pourraient correspondre à des remblais, comme attesté sur le forage ROC2 avec le faciès RA peu profond. Le faciès tourbeux SiT (forage ROC3) ne semble pas se signaler par des valeurs plus fortes de conductivité. Enfin, sur la bordure SSE du transect (rive droite), la limite entre la plaine alluviale et le versant est nette et se traduit par une brusque chute de conductivité.

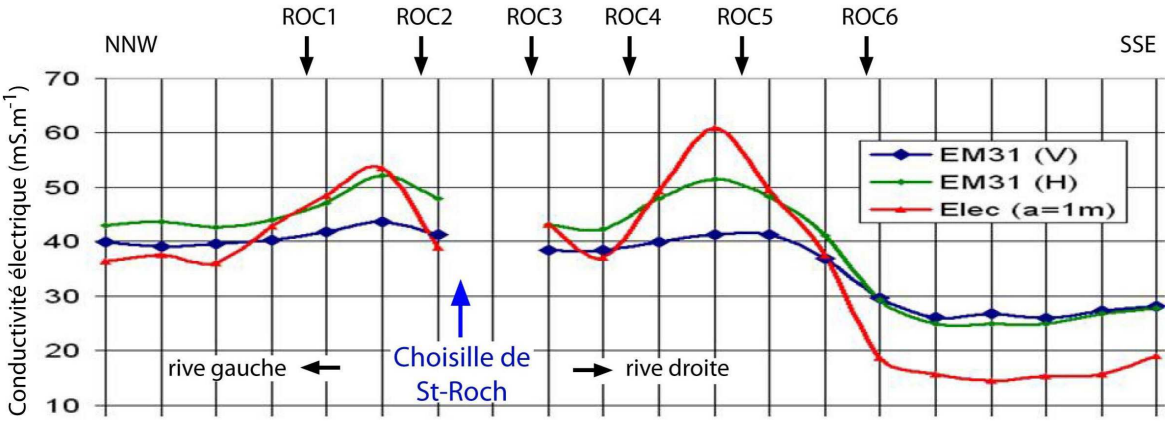


Figure 3.7 *: profils de conductivité électrique le long du transect ROC*

Site du Lavaray (LAV)

Sur les profils réalisés le long du transect LAV (Fig. 2.28), la conductivité EM31 (modes V et H) atteint son maximum au niveau du forage LAV3, où les dépôts SiSaA sont relativement épais, malgré l'intercalation d'une couche SaG (Fig. 3.8). Le comblement de la profonde dépression observée sur LAV5 et LAV6 par le faciès FV très épais et riche en matrice fine n'entraîne pas de hausse conséquente de conductivité. Au contraire, les valeurs baissent sur LAV6 où le faciès SiSaA est absent. Il est donc possible de suggérer que ce faciès influe le plus sur les valeurs de conductivité en induisant des valeurs plus élevées.

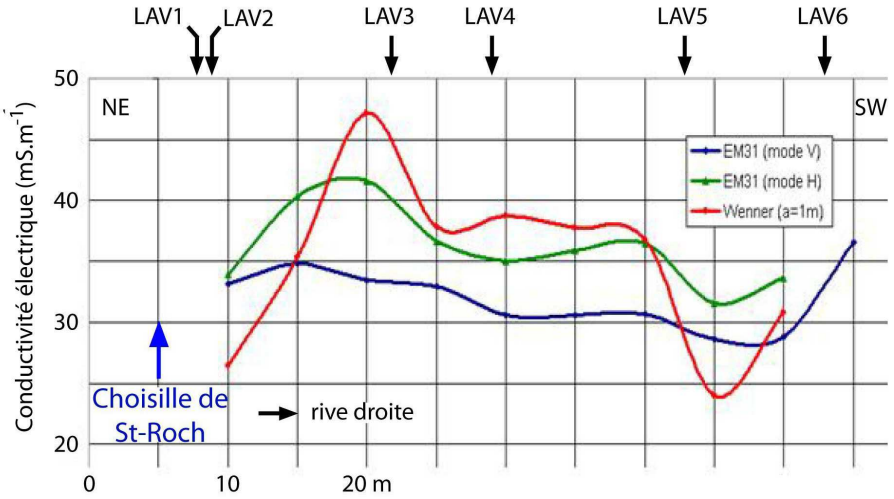


***Figure 3.8** : profils de conductivité électrique le long du transect LAV*

Site de la Billonnière (BIL)

Les profils réalisés le long du transect BIL montrent que la conductivité est maximale là où le faciès SiSaA est le plus épais (BIL2) (Fig. 2.32 et 3.9). Vers le versant SW (rive droite), la baisse de conductivité enregistrée peut correspondre à la remontée du substrat couplée à une faible épaisseur de dépôts SiSaA. Vers le NE, la forte baisse de conductivité, renforcée par le rabattement de la nappe à proximité de la Choisille, peut aussi être expliquée sur le forage BIL1 par l'existence d'horizons plus grossiers (faciès SaG) et une faible épaisseur de dépôts SiSaA. Le faciès SiT, observé en profondeur, n'est pas assez épais pour se signaler (méthode « myope »).

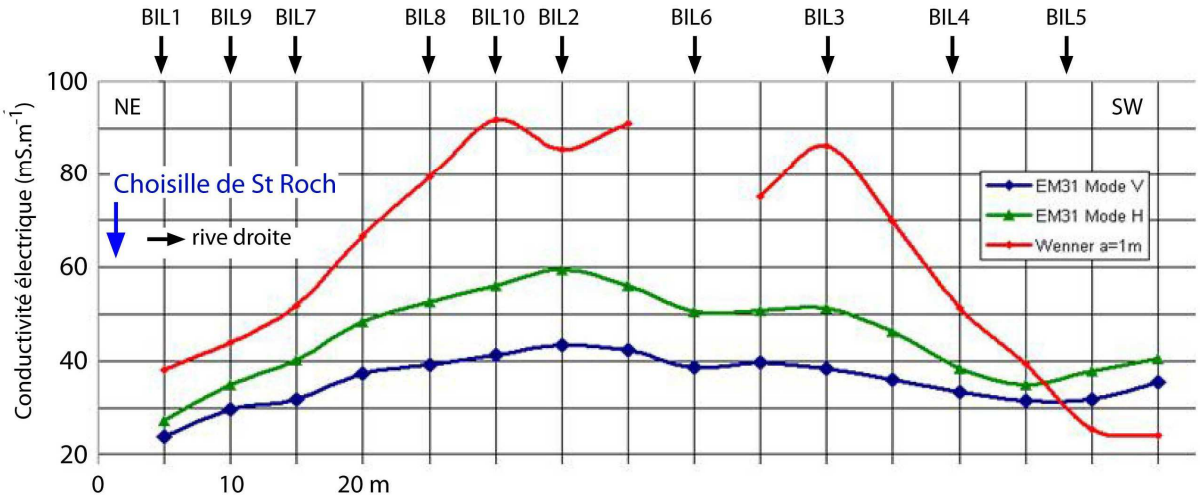


Figure 3.9 *: profils de conductivité électrique le long du transect BIL*

3.2.2.2. Les cartes de conductivité

Dans le secteur B, la cartographie des terrains à l'EM31 n'a concerné que des petites surfaces autour des transects : 7000 m² à ROC, 2400 m² à LAV et 5000 m² à BIL.

Site de St Roch (ROC)

Sur cette carte on observe des différences entre le versant de la rive gauche (ROC1 et ROC2), où les valeurs de conductivité sont relativement homogènes et élevées, et celui de rive droite (ROC6), où les valeurs de conductivité sont plus variables et faibles (Fig. 3.10). Ceci peut s'expliquer tout d'abord par les différents substrats observés en forage : marne sénonienne vers le NNW (rive gauche) et en partie centrale du transect, et argiles à silex vers le SSE (rive droite) (Fig. 2.25). Cependant, il semble que l'épaisseur des dépôts superficiels influe plus sur le signal : le faciès FV, ici conducteur car riche en matrice silt-argileuse, est plus épais sur le versant NNW qu'au SSE et à l'est. Vers le sud de la carte, des valeurs conductrices sur le versant de rive droite suggèrent des hétérogénéités du substrat et/ou de l'épaisseur des dépôts sus-jacents. Ceux-ci peuvent être constitués d'argiles à silex solifluées dont l'épaisseur peut varier suivant les endroits.

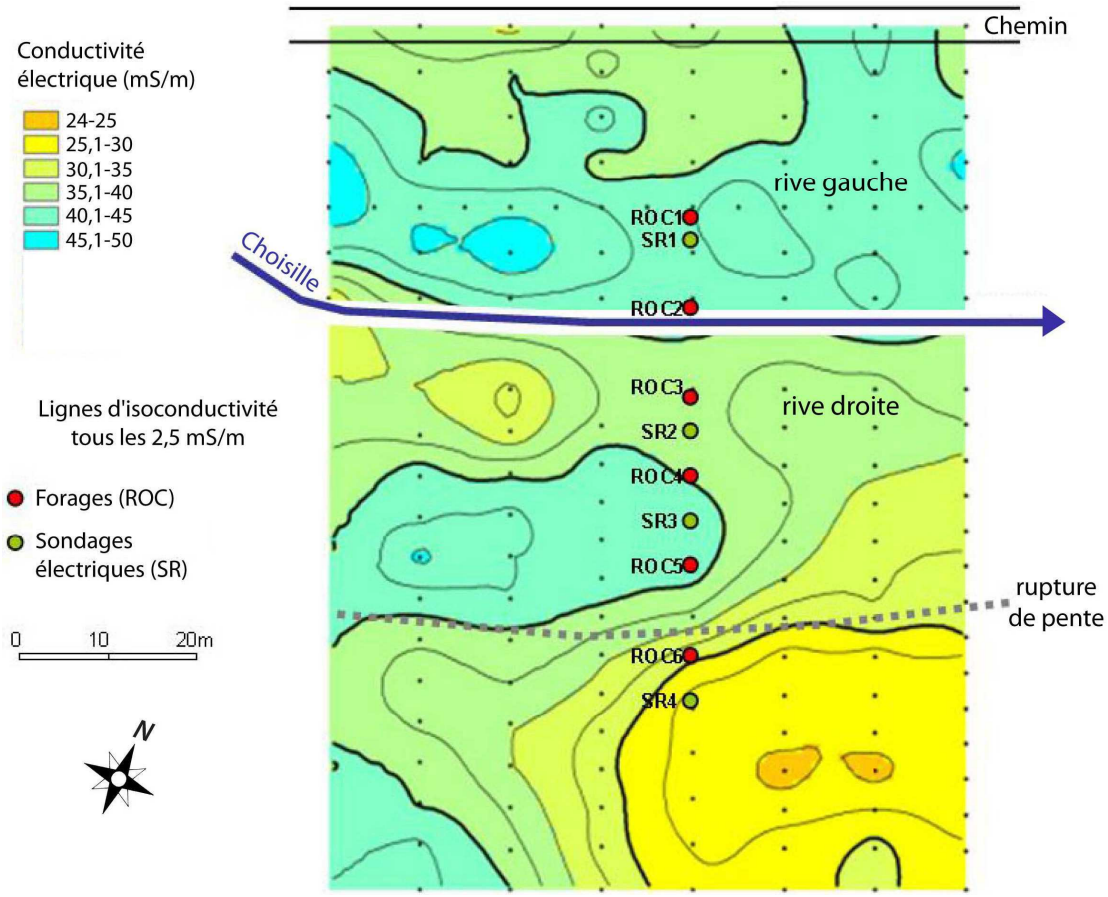


Figure 3.10 *: carte de conductivité électrique du fond de vallée sur le site ROC*

Dans le fond de vallée (forages ROC3, ROC4 et ROC5), l'épaisseur des dépôts est relativement constante mais leur nature variable (Fig. 2.25). Les dépôts à SiSaA et FV dominants (respectivement forages ROC4 et ROC5) se signalent par des valeurs de conductivité plus élevée que la succession des faciès SiT et SiSaA (forage ROC3) (Fig. 3.10). Ce fait, appuyé par l'observation des profils de conductivité sur ROC, mais également sur BIL, suggère que dans ce secteur, les faciès tourbeux n'ont pas spécifiquement de valeurs fortes de conductivité, mais plutôt l'inverse. Ceci est confirmé par les sondages électriques.

Site du Lavaray (LAV)

La carte de conductivité du site LAV montre des valeurs de conductivité peu élevées (< 40 mS/m) qui confirment la faible épaisseur de dépôts observée dans les forages LAV1 à LAV4 (Fig. 3.11). Au niveau du forage LAV6 apparait une structure plus résistante, devenant plus large et arrondie en aval de LAV5. Elle pourrait correspondre à une dépression profonde (potentiellement > 8 m) dans la craie sénonienne, comblée de matériaux du type FV, riches en

éléments siliceux grossiers sur LAV5 et LAV6 (Fig. 2.28), expliquant la faible conductivité relativement à la forte épaisseur de dépôts.

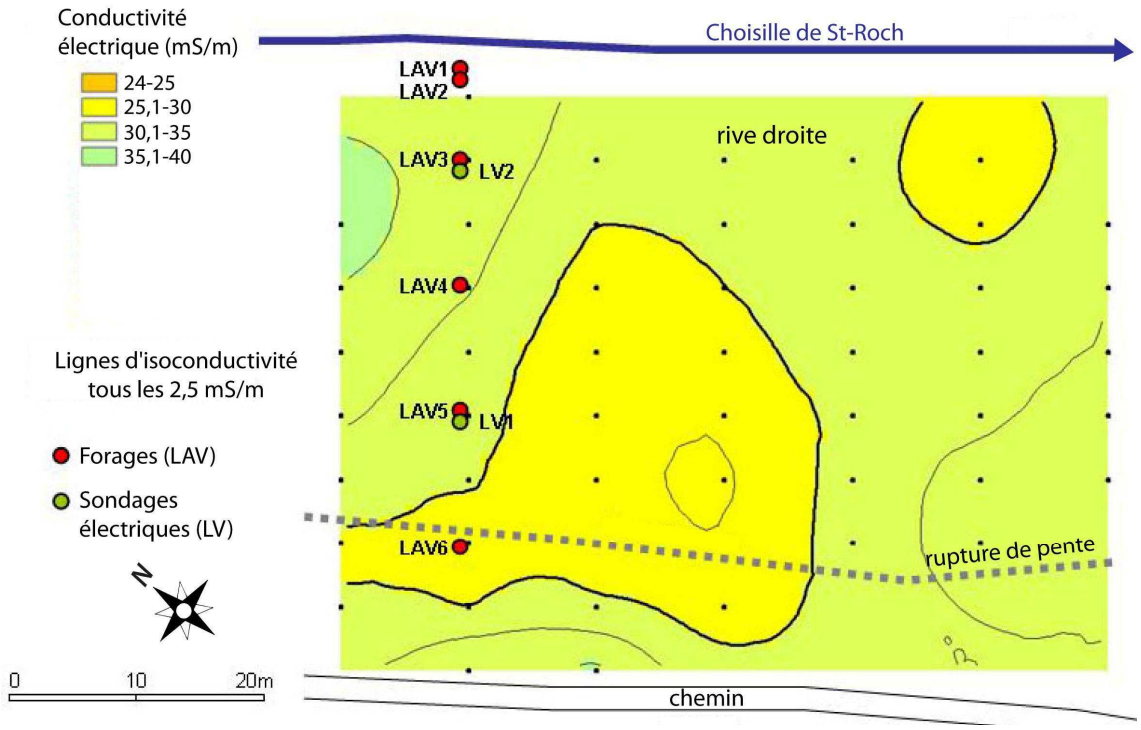


***Figure 3.11** : carte de conductivité électrique du fond de vallée sur le site LAV*

Site de la Billonnière (BIL)

Sur le site BIL, la carte de conductivité montre clairement une zone longiforme plus conductrice soulignée par les profils de conductivité et recoupée par le forage BIL2 (Fig. 3.12). La forte épaisseur des dépôts SiSaA dans ce forage (Fig. 2.32) peut expliquer ces valeurs assez élevées comprises entre 45 et 50 mS/m, à la différence des autres forages où l'épaisseur des dépôts est moins importante et le faciès SiSaA associé à des dépôts de nature plus variée. Une « langue » plus résistante (< 30 mS/m) est observée vers l'est. Celle-ci n'est pas située au débouché d'un talweg, et peut donc traduire soit une remontée du substrat, peu probable au regard de son orientation par rapport à celle de la vallée, soit une épaisseur plus importante de sédiments grossiers de type SaG ou CB et donc en conséquence une moindre épaisseur des faciès riches en matrice silto-argileuse conductrice. La limite entre le versant et la plaine alluviale n'est pas nette sur ce site.

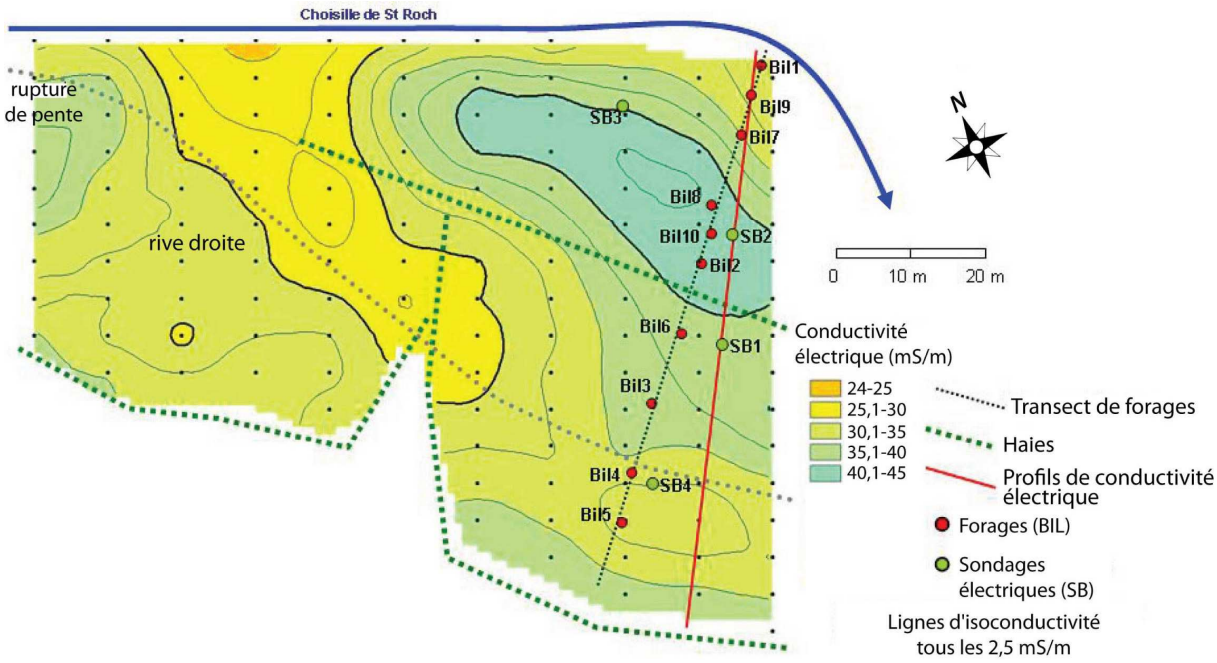


***Figure 3.12** : carte de conductivité électrique du fond de vallée sur le site BIL*

3.2.3. Secteur C

Dans le secteur C seul le site POI (*cf.* §. 2.5.1) a été prospecté en géophysique, le site BRO (*cf.* § 2.5.2) se situant sous l'autoroute A28 lors des prospections.

3.2.3.1. Les profils de conductivité

Les profils de conductivité le long du transect POI (Fig. 2.35), et notamment le profil EM31 en mode V, montrent nettement que la conductivité est plus importante en rive gauche (vers le sud-est) qu'en rive droite (vers le nord-ouest) (Fig. 3.13). Ceci peut s'expliquer par l'épaisseur plus importante de faciès silto-argileux, peu tourbeux, en rive gauche. En rive droite, la baisse de conductivité bien marquée sur les trois profils, et surtout sur le profil électrique en Wenner avec a = 1 m (profondeur d'investigation d'environ 75 cm), est associée à la présence de tourbe (forages POI1, POI3, POI4, et POI5). Enfin, la baisse marquée de conductivité à proximité du chenal (Fig. 3.13) est en relation directe avec le phénomène de rabattement de nappe, comme ailleurs.

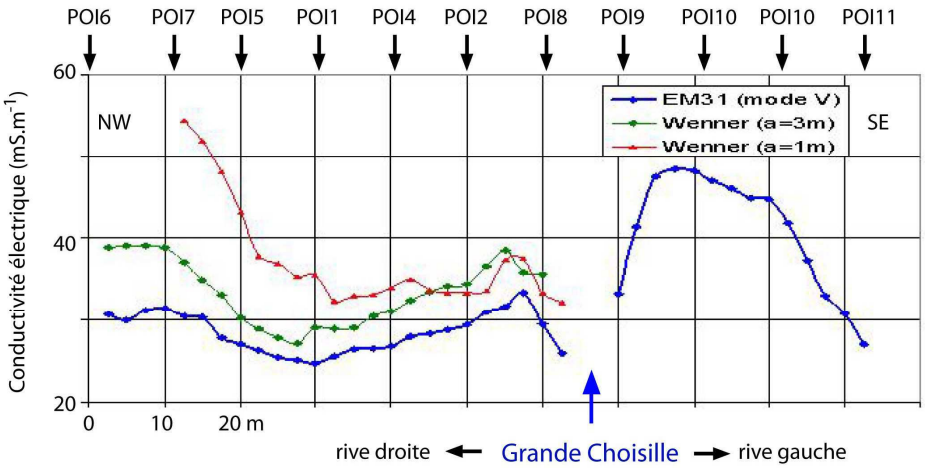


Figure 3.13 *: profils de conductivité électrique le long du transect POI*

3.2.3.2. La carte de conductivité

Certaines valeurs aberrantes liées à la présence de lignes haute tension ont été filtrées en répétant les mesures plusieurs fois. La carte de conductivité sur le site POI confirme l'existence de valeurs de conductivité plus élevées en rive gauche qu'en rive droite (Fig. 3.14).

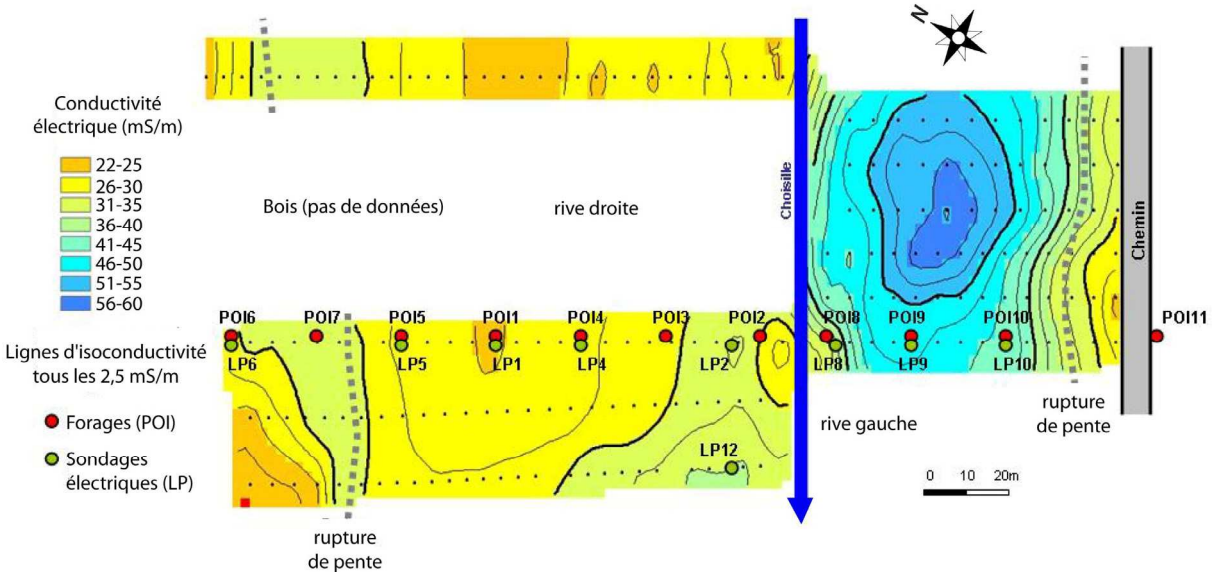


Figure 3.14 *: carte de conductivité électrique du fond de vallée sur le site POI*

Ceci est lié à une plus grande épaisseur de faciès silto-argileux, avec moins de faciès tourbeux, et par conséquent une plus forte minéralisation de la nappe des alluvions. En rive droite, la zone relativement plus résistante dans la plaine alluviale semble correspondre à la

zone tourbeuse (faciès SiT et TSi) identifiée sur le transect (Fig. 2.35). Cette observation confirme que pour des épaisseurs similaires, les sédiments tourbeux sont moins conducteurs que les sédiments silto-argileux ; elle confirme également que ces différences s'étendent régulièrement en amont et en aval. Enfin, la limite entre la plaine alluviale et le versant est assez nette, notamment en rive gauche où le contraste de conductivité est plus accentué (Fig. 3.14).

3.2.4. Secteur D

Dans ce secteur 139 profils EM31 ont été réalisés (~ 3200 points de mesure sur ~ 21 km de profils). L'espacement moyen des mesures le long des profils est de 7 m, tandis que l'espacement moyen des profils est de 20 m.

3.2.4.1. Les profils de conductivité

Site de Bois-Jésus (BJE)

Sur les profils de conductivité le long du transect BJE (Fig. 2.41), les valeurs de conductivité sont relativement plus élevées lorsque les dépôts à matrice silto-argileuse dominante sont les plus épais, ce qui est bien visible sur le profil de conductivité EM31 en mode vertical (mode V) à l'aplomb des forages BJE7, BJE10 et BJE9 (Fig. 3.15).

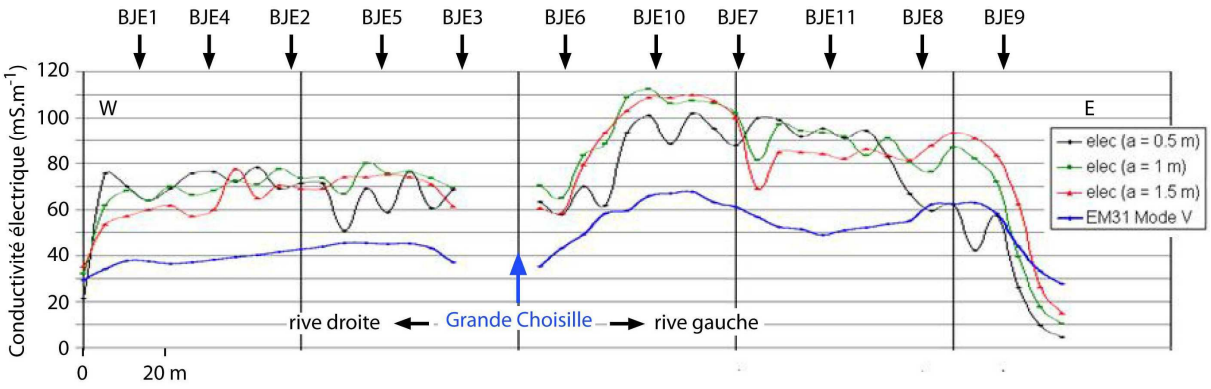


***Figure 3.15** : profils de conductivité électrique le long du transect BJE*

Pour les niveaux plus superficiels, les valeurs maximales de conductivité sont obtenues dans le faciès SiAo à l'aplomb du forage BJE10 [elec (a = 1 m) et elec (a = 1,5 m)], pour des profondeurs d'investigation respectives de 0,75 et 1 m environ. Entre 0 et 1 m de profondeur, de fortes variations de conductivité sont perceptibles, qui peuvent être issues de

différences dans la nature des dépôts (plus ou moins organique et/ou silto-argileux). Vers la Choisille, mais surtout vers les drains et biefs creusés dans la craie au bas des versants, la conductivité chute fortement.

Site de Charcenay (CHA)

Les profils de conductivité le long du transect CHA (Fig. 2.45) indiquent des tendances similaires à celles observées sur le transect BJE (Fig. 3.15 et 3.16). La conductivité est la plus forte au niveau de la dépression dans les dépôts SaG, à l'aplomb du forage CHA9, où l'épaisseur de sédiments fins est maximale. Les valeurs de conductivité diminuent sensiblement avec la remontée du substrat, sur les versants ouest et est, mais aussi à proximité de la Choisille comme observé sur tous les sites.

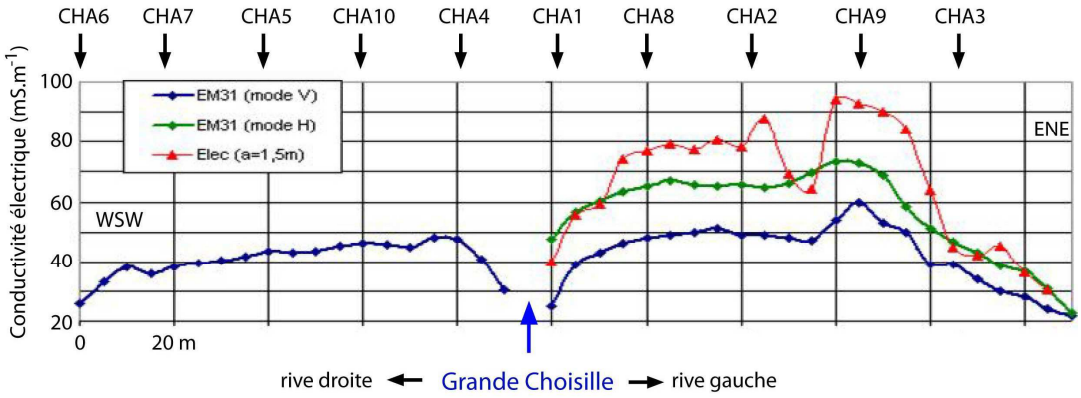


***Figure 3.16** : profils de conductivité électrique le long du transect CHA*

3.2.4.2. La carte de conductivité

La carte de conductivité dans le secteur D (Fig. 3.17) présente de forts contrastes, avec des valeurs allant de 10 à 70 mS/m. Les terrains résistants (< 25 mS/m), au nord-est ou au sud-ouest du tronçon CHA-RIA, correspondent généralement au bas du versant visible sur le terrain. Les terrains les plus résistants apparaissent au niveau de la terrasse de Palluau (*cf.* § 2.6.3), constituée de matériaux grossiers, sablo-graveleux, et localisée sur le versant.

Les terrains conducteurs (45 à 70 mS/m) correspondent au fond de vallée et signalent la majeure partie du remplissage alluvial. Les zones les plus conductrices (en bleu plus foncé) s'organisent en structures linéaires suivant globalement l'axe de la vallée (Fig. 3.17) et

traduisent les zones où l'épaisseur de sédiments conducteurs à dominante silto-argileuse est maximale, comme identifié sur les forages CHA9 et BJE7 et BJE10 (Fig. 2.41 et 2.45).

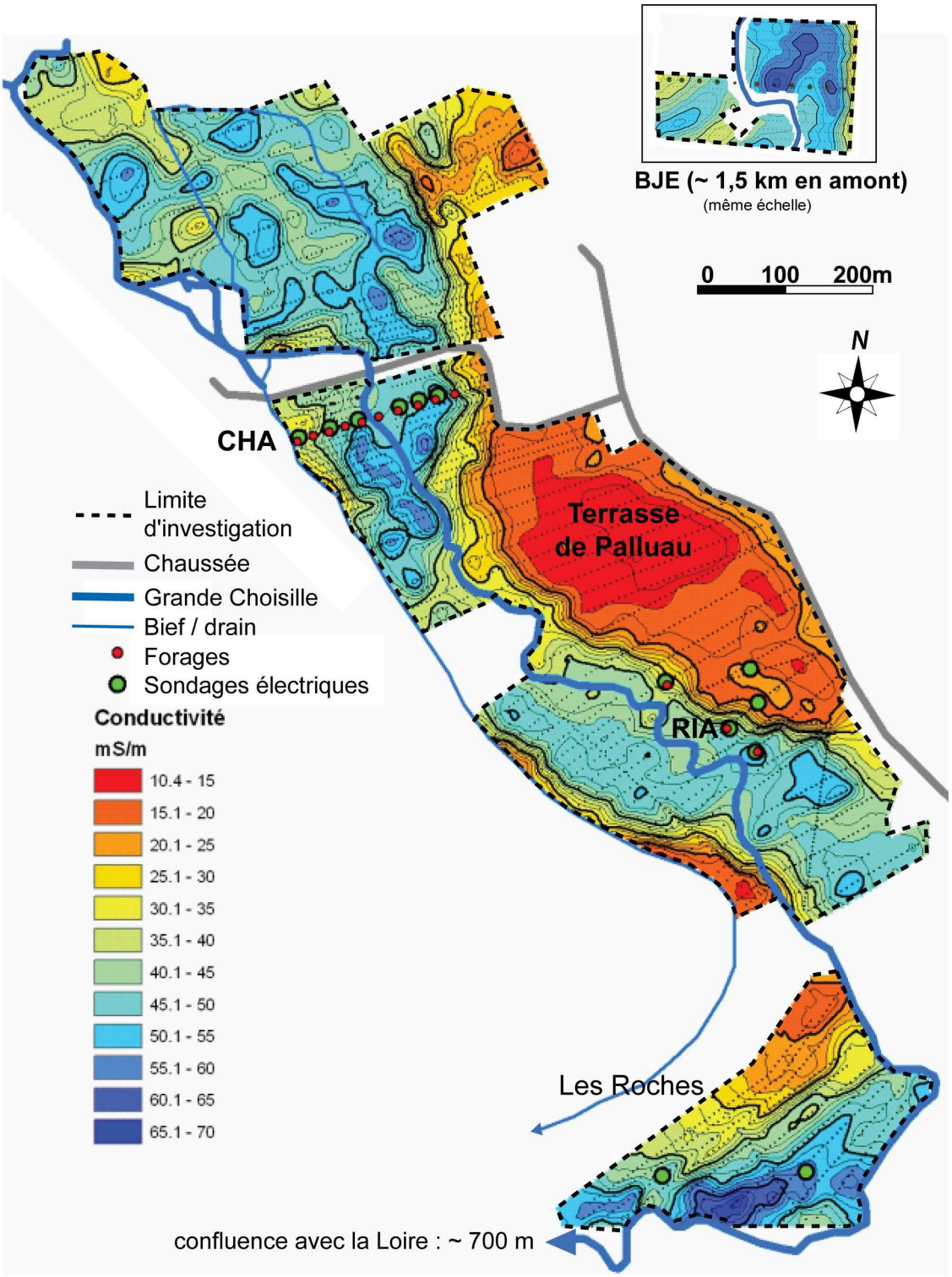


Figure 3.17 *: carte de conductivité électrique du fond de vallée et du bas de versant dans le secteur D*

Ces structures évoquent clairement des paléochenaux peu sinueux, ce qui s'accorde avec les observations faites sur les transect BJE et CHA où sont identifiées des zones déprimées dans les dépôts SaG, comblées de particules fines. Au sud de la carte, à proximité de la confluence avec la Loire, les fortes valeurs de conductivité peuvent traduire de fortes épaisseurs de sédiments fins conducteurs (Fig. 3.17).

Les terrains de conductivité intermédiaire (entre 25 et 45 mS/m) sont peu représentés dans ce secteur. Ceci est confirmé par l'histogramme des valeurs de conductivité sur le tronçon Charcenay-Riabelais-Les Roches (Fig. 3.18) qui est clairement bimodal. Le premier mode (10 à 25 mS/m) correspond aux bas de versants et à la terrasse de Palluau, tandis que le second mode (35 à 70 mS/m) correspond aux zones planes du fond de la vallée (plaine alluviale).

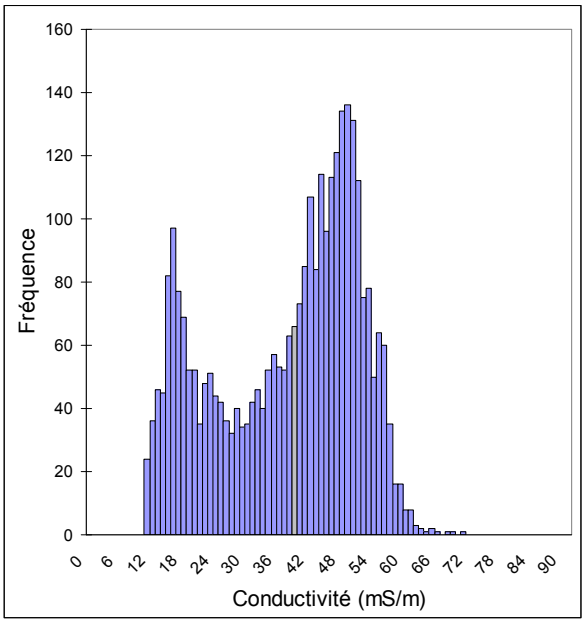


Figure 3.18 *: histogramme des valeurs de conductivité correspondant à la zone de Charcenay-Riabelais-Les Roches*

3.2.5. Les sondages électriques dans les 4 secteurs

La moyenne des données de sondages électriques pour chaque site dans la plaine alluviale (Fig. 3.19) montre des différences entre les secteurs A à D et d'un site à l'autre au sein de ces secteurs. De manière singulière, les plus fortes valeurs de conductivités sont observées à FON, à l'extrême amont du secteur B, où les dépôts sont peu épais et le substrat

assez conducteur. En revanche les terrains les plus résistants sont observées dans le vallon sec MOR (secteur A), où d'épais dépôts de faciès FV et surtout l'absence de nappe d'eau souterraine ont été constatés. Dans le secteur A et sur les sites ROC et LAV du secteur B, où les dépôts fluviatiles à matrice silto-argileuse abondante sont généralement moins épais et assez sableux (SiSaA dominant, SiAO et SiAo), les valeurs de conductivité sont moins élevées que dans le secteur D et sur le site BIL du secteur B, où d'épais dépôts fluviatiles ont été identifiés, dont la granularité est généralement plus fine (faciès SiAo et SiAO dominants et faciès SiSaA). Les valeurs moyennes relativement plus faibles à POI, comparativement aux autres sites de la vallée principale, traduisent la présence d'épais dépôts tourbeux résistants (faciès SiT et TSi) sur ce site (Fig. 3.19). Ces observations sont concordantes avec les résultats EM31.

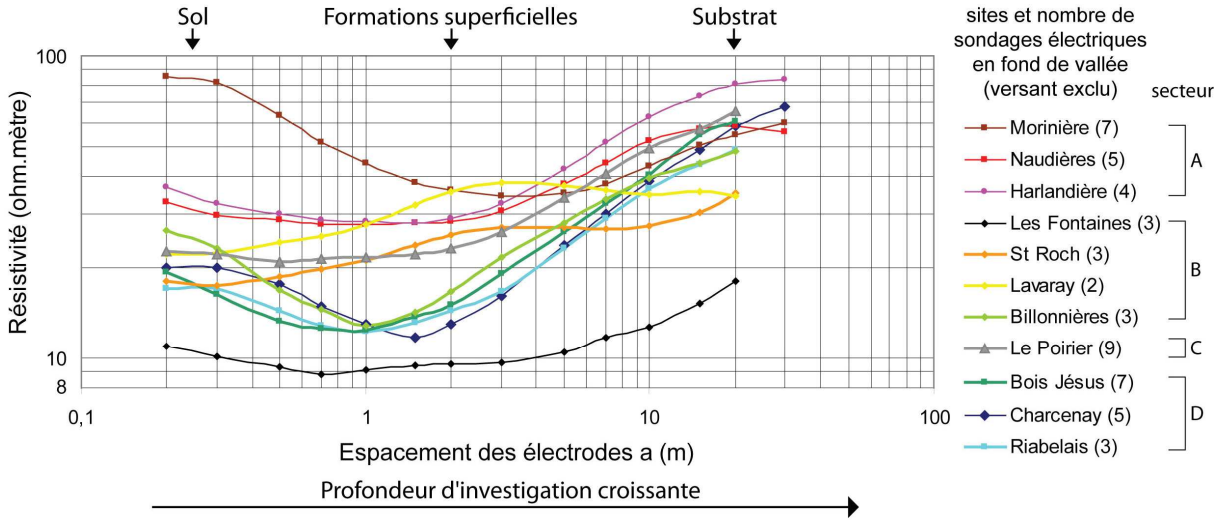


Figure 3.19 *: moyenne des données de sondages électriques dans la plaine alluviale par site*

Au début de ce travail, le postulat était de considérer que la présence de tourbes, ou plus généralement de sédiments tourbeux, se traduirait par un signal conducteur, notamment en confrontant la séquence sédimentaire observée dans le forage CHA9 avec le profil électrique montrant une séquence de dépôts conducteurs, mais aussi intuitivement en supposant que ces matériaux très poreux étaient gorgés d'eau. En effet, la conductivité électrique d'une tourbe dépend essentiellement de sa porosité, de la conductivité de la solution contenue dans les pores et de la conductivité de la matrice organique (Theimer *et al.*, 1994 ; Comas *et al.*, 2004). Il est apparut par la suite, par l'étude des sites RIA (Fig. 3.17) et surtout POI (Fig. 3.14), que les sédiments tourbeux, et plus particulièrement les « vraies » tourbes (faciès TSi) présentent un caractère plus résistant que les faciès plus détritiques ; cette

observation a également été réalisée par Bossuet (1997) en contexte de tourbière acide. Ceci peut être expliqué par une moindre minéralisation des eaux de la nappe alluviale au contact des dépôts plus organiques : la plus faible résistivité des dépôts tourbeux serait la conséquence d'une plus faible charge ionique de l'eau qu'elle contient. La conductivité dans les faciès tourbeux pourrait alors croître avec leur porosité, et leur teneur en minéraux argileux (très conducteurs). Enfin, par diffusion, la proximité de corps sédimentaires détritiques peut influer sur le signal électrique de la tourbe : ceci est visible sur les cartes (exemple à POI, Fig. 3.14) où les valeurs les moins conductrices sont observées vers le centre du corps sédimentaire tourbeux.

3.2.6. Eléments pour l'interprétation ultérieure des données de prospections géophysiques

Les prospections géophysiques entreprises dans les différents secteurs du bassin ont permis de mettre en évidence des caractéristiques sédimentaires et hydrogéologiques assez différentes. Elles ont précisé la géométrie du remplissage alluvial en montrant l'extension amont-aval des structures identifiées en forage : paléochenaux dans le secteur D, extension des dépôts tourbeux ou silt argileux dans le secteur C, éventail colluviaux-alluviaux dans le secteur A.

- Pour des milieux saturés en eau, l'épaisseur des dépôts riches en matrice silto-argileuse conditionne les valeurs de conductivité. En parallèle, plus la matrice minérale est fine (faciès SiAo et SiAO), plus les valeurs de conductivité sont élevées. Ces paramètres conditionnent les différences dans les signatures géophysiques des différents secteurs étudiés et peuvent permettre de les discriminer (Chartin, 2007).

- La nature lithologique du substrat peut fortement influencer les mesures, notamment dans le cas d'un remplissage sédimentaire peu épais (exemple site FON) et probablement par l'intermédiaire de la nappe du substrat qui se charge plus ou moins en électrolytes.

- A épaisseur similaire, les sédiments tourbeux et notamment les « vraies » tourbes sont des dépôts moins conducteurs que les matériaux riches en matrice silto-argileuse. Pour ces derniers, ceci peut s'expliquer par une plus forte conductivité électrolytique de la

fraction minérale et une plus forte minéralisation de la nappe phréatique des alluvions, qui circule peu sauf à proximité du chenal.

- A proximité du chenal ou de drains, la conductivité baisse fortement, du fait du rabattement de la nappe phréatique des alluvions et d'une moindre minéralisation des eaux qui circulent plus rapidement.

3.3. Résultats et interprétation des mesures de susceptibilité magnétique

3.3.1. Forage NAU1 (secteur A)

Les valeurs de SM mesurées sur 30 échantillons du forage NAU1 sont relativement faibles (< 9 $.10^{-6}$ CGS) (Fig. 3.20). De la base vers le sommet de la colonne, les valeurs de SM tendent globalement à augmenter, malgré une baisse relative des valeurs observées entre 70 et 105 cm de profondeur puis vers la surface. Cette tendance et les oscillations qui l'accompagnent ne semblent liées ni à l'évolution de la teneur en fraction minérale le long de la colonne sédimentaire (assez peu variable dans NAU1), ni à l'évolution de la granularité, ni à l'évolution du cortège minéral cristallisé de la fraction < 2 µm (Fig. 2.12). Les écarts entre les différentes valeurs mesurées sur la carotte NAU1 sont assez faibles (jusqu'à ~ 6 $.10^{-6}$ CGS entre la base et le sommet) et les oscillations sur la courbe sont peu aisément interprétables. Il est probable que cette faible gamme de valeurs de SM résulte de la surimposition des signaux des cortèges de minéraux diamagnétiques (quartz, calcite), paramagnétiques (glauconie), antiferrimagnétiques (hématite) voire ferrimagnétiques (magnétite) (voir Dearing, 1999).

Les sédiments de la Choisille sont composés d'une fraction minérale, porteuse du signal magnétique, et d'une fraction organique plus ou moins abondante, qui ne possède pas de propriétés magnétiques. Afin de pouvoir comparer les variations des valeurs de SM de la fraction minérale seule, une correction tenant compte de la teneur en MO a été appliquée (SM corrigée MO) (Fig. 3.20). Les valeurs obtenues sont alors celles d'un sédiment constitué à 100 % de matière minérale. Dans le forage NAU1, les teneurs en MO sont faibles et cette correction ne modifie pas sensiblement les tendances ou les gammes de valeurs enregistrées pour l'échantillon total : les valeurs SM calculées pour un sédiment entièrement minéral ne sont généralement que légèrement plus fortes (différence toujours inférieure à 0,5 $.10^{-6}$ CGS).

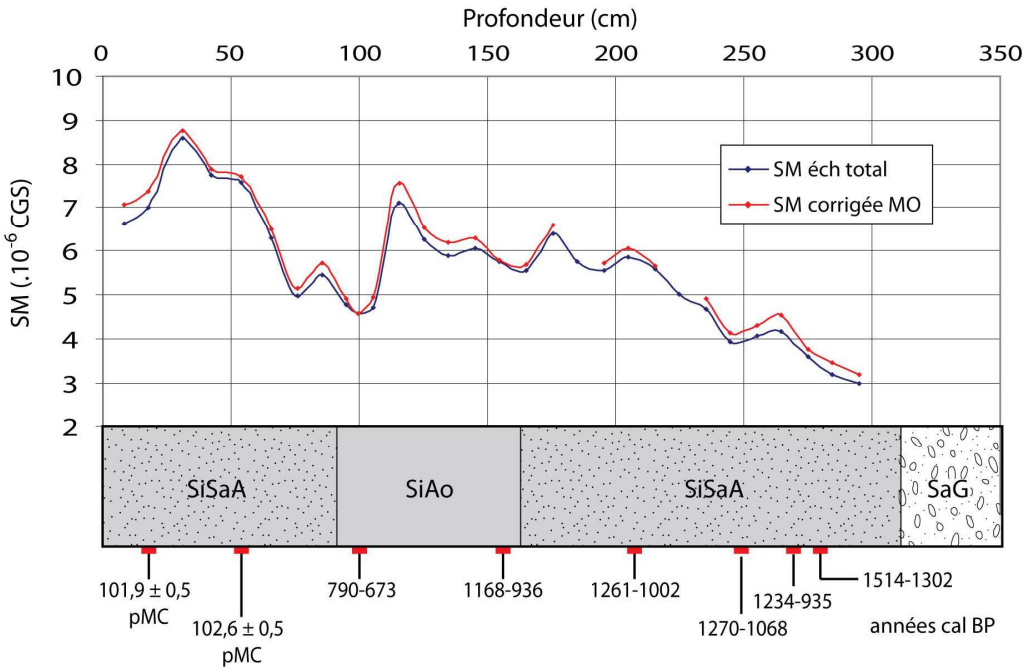


Figure 3.20 *: susceptibilité magnétique le long du forage NAU1 (modifié d'après Denis, 2009)*

3.3.2. Forage BJE9 (secteur D)

Les valeurs de SM mesurées sur 26 échantillons du forage BJE9 (Fig. 3.21) présentent des minima et des maxima respectivement plus bas et plus élevés que sur la carotte NAU1, avec une tendance générale à l'augmentation des valeurs de bas en haut. Les valeurs les plus basses (< 4 $.10^{-6}$ CGS) sont dans les faciès les SiSaA et SaG (plus sableux et sablo-graveleux respectivement) et dessinent particulièrement un creux sur la courbe de la Figure 3.21 vers 250 cm. Dans les faciès silto-argileux SiAo, les valeurs de SM peuvent être relativement peu variables, comme le montrent les 2 paliers sur la courbe de la Figure. 3.21 : 9 à 10 $.10^{-6}$ CGS entre 120 et 210 cm, 8 à 9 $.10^{-6}$ CGS entre 270 et 310 cm de profondeur ; à l'inverse, elles peuvent être plus variables dans la partie supérieure de la colonne sédimentaire : 6 à 11 $.10^{-6}$ CGS entre 45 et 120 cm de profondeur, avec un « creux » dans la courbe vers 100 cm et une baisse vers le sommet. Dans ce forage, les teneurs en MO sont inconnues et une correction pour calculer la SM pour un sédiment entièrement minéral n'a donc pas été effectuée (*cf.* § 3.3.1). La teneur en MO, apparemment faible et peu variable d'un niveau à l'autre, n'a probablement pas pu influencer les résultats de manière significative.

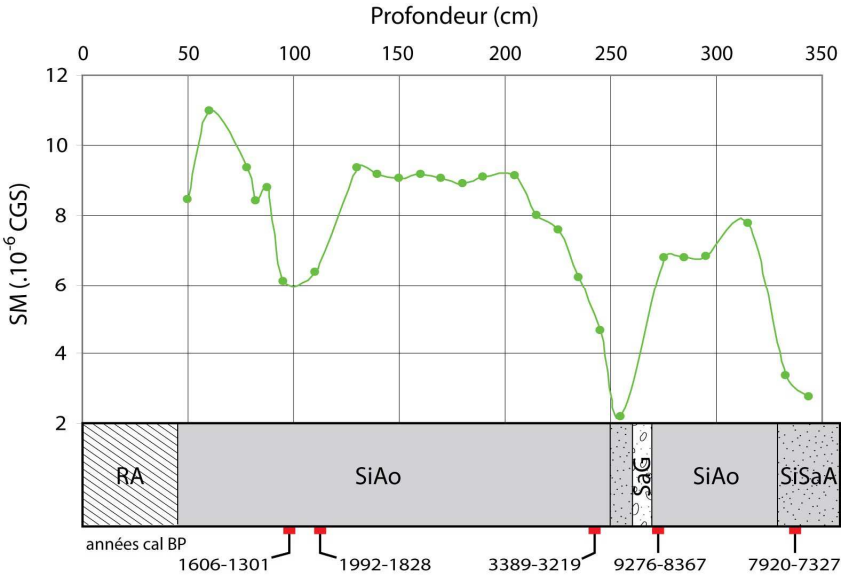


***Figure 3.21** : susceptibilité magnétique le long du forage BJE9 (modifié d'après Denis, 2009)*

3.3.3. Forage CHA9 (secteur D)

3.3.3.1. Courbes de susceptibilité magnétique

Deux séries de mesures ont été faites sur les mêmes échantillons par Simmoneau (2008) (au pas de 2 cm, 152 échantillons) et Denis (2009) (au pas de 10 cm, 20 échantillons) le long du forage CHA9 (Fig. 3.22). La courbe à « basse résolution » (Denis, 2009) confirme les tendances observées sur la courbe à « haute résolution » (Simmoneau, 2008) et valide donc l'échantillonnage au pas de 10 cm. Des différences de valeur de SM, souvent minimes, existent cependant entre les deux séries de mesures avec le même protocole, ce qui implique une certaine dérive de l'appareil. Ce forage a donné les plus fortes valeurs de SM. Elles sont inférieures à 5 $.10^{-6}$ CGS dans les faciès les plus organiques (SiT et TSi) et sont le plus souvent comprises entre 5 et 20 $.10^{-6}$ CGS dans les faciès silto-argileux plus détritiques (SiAo, SiAO et SiSaA), montrant dans ces derniers l'absence apparente de lien entre la lithologie et les valeurs de SM. Celles-ci atteignent ponctuellement 35 $.10^{-6}$ CGS à la partie supérieure du forage (échantillon 4, Fig. 3.22) dans le faciès SiAo où elles sont généralement comprises en 10 et 20 $.10^{-6}$ CGS. Comme dans les forages NAU1 et BJE9, les valeurs de SM baissent vers 100 cm de profondeur (Fig. 3.20, 3.21 et 3.22).

La courbe corrigée reflétant la SM d'un sédiment entièrement minéral (corrigée MO, Fig. 3.22 ; *cf.* § 3..3.1) montre logiquement des valeurs différentes (supérieures à celles

mesurées dans le sédiment total) dans les faciès TSi et SiT riches en matière organique à la base de la colonne sédimentaire étudiée. Aucun changement de tendance n'est cependant observé, puisque les valeurs de SM tendent à croître de manière similaire vers 300 cm.

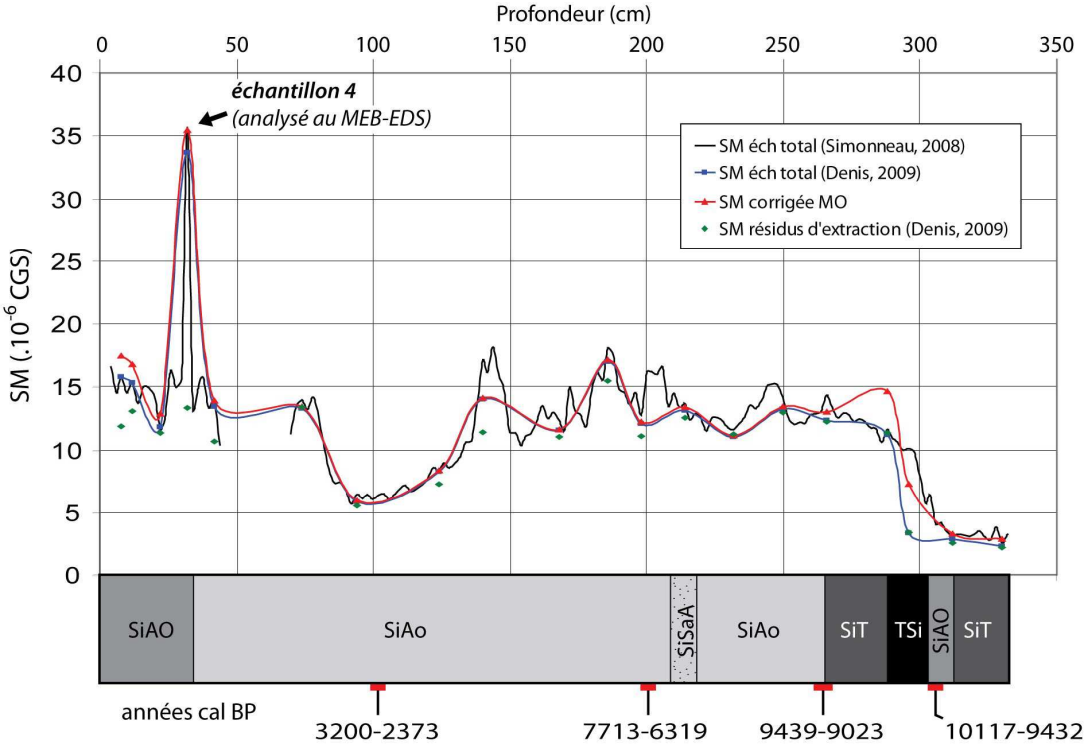


***Figure 3.22** : susceptibilité magnétique le long de la carotte CHA9 (modifié d'après Simmoneau, 2008 ; Denis, 2009)*

La courbe de SM obtenue sur les mêmes échantillons après extraction manuelle des minéraux magnétiques à l'aimant (résidus d'extraction, Fig. 3.22) permet d'observer que la différence entre la valeur de SM de l'échantillon total et celle des résidus d'extraction n'est pas constante. Elle peut être quasi nulle ou généralement très faible, ce qui signifie que le signal magnétique est porté par le cortège des minéraux paramagnétiques (phyllosilicates contenant du fer tels la glauconie ou la biotite), par les éléments diamagnétiques dont les valeurs de SM peuvent être négatives (quartz notamment, mais aussi calcite, MO et eau), mais pas spécifiquement par les composés ferrimagnétiques tels la magnétite. L'inverse peut également être observé, ce qui signifie que dans certains niveaux la SM est influencée en partie par la présence de minéraux ferrimagnétiques (magnétite ou titanomagnétite notamment pour les valeurs > 10 $.10^{-6}$ CGS).

Dans tous les cas, la forme de la courbe de la SM des résidus suit les tendances de la SM de l'échantillon total. Ceci montre que les valeurs sont induites par un signal de fond, lié aux caractéristiques du cortège des minéraux paramagnétiques et diamagnétiques et accentué par la présence épisodique de minéraux ferrimagnétiques, ou encore que l'extraction manuelle des minéraux ferrimagnétiques est incomplète.

La relation entre la teneur pondérale de particules aimantées extraites (en mg/g de sédiment) et les valeurs de SM ne montre pas de tendances nettes pour des valeurs de SM $< \sim 12 \ .10^{-6}$ CGS : ces valeurs augmentent sans corrélation apparente avec la teneur en particules extraites (Fig. 3.23). Pour des valeurs de SM $> \sim 12 \ .10^{-6}$ CGS, la relation entre ces deux paramètres est plus nette : les valeurs de SM augmentent avec la teneur en particules aimantées extraites, et les plus fortes valeurs de SM correspondent aux plus fortes teneurs en particules aimantées. Les analyses MEB et microsonde présentées ci-après (§ 3.3.3.2) ont permis de préciser la nature de ces particules extraites par aimantation.

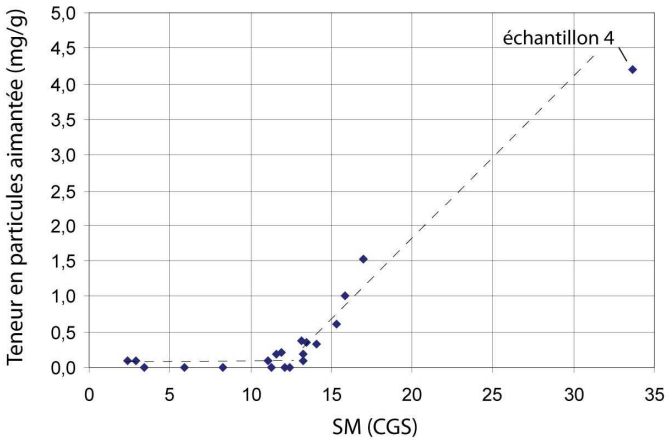


Figure 3.23 *: relation entre la proportion de particules aimantées extraites et la susceptibilité magnétique (modifié d'après Denis, 2009)*

3.3.3.2. Analyse MEB et microsonde des particules extraites par aimantation

L'analyse au MEB couplée à la microsonde électronique des particules aimantées extraites de l'échantillon 4 du forage CHA9 (Fig. 3.22 et 3.23) a montré que ces particules sont de forme indéfinie (Fig. 3.24a et b). Elles sont chimiquement hétérogènes, et présentent une matrice gris moyen dans laquelle sont incluses des plages plus claires, visibles sur

l'image en contraste chimique (b Fig. 3.24). Vingt mesures à la microsonde sur la matrice et sur les plages claires ont montré que la matrice gris moyen est aluminosilicatée (Si, Al, Fe et jusqu'à 1,6 % de Ti en pondéral) tandis que les plages plus claires correspondent à des oxydes de fer (moins de 1 % de Ti) ou de fer-titane (jusqu'à 12,5 % de Ti) de composition variable (Fig. 3.25). Les particules aimantées sont donc le plus souvent petites (LF à LG, rarement SF) et prises dans des agrégats silto-argileux, ce qui explique leur extraction aléatoire.

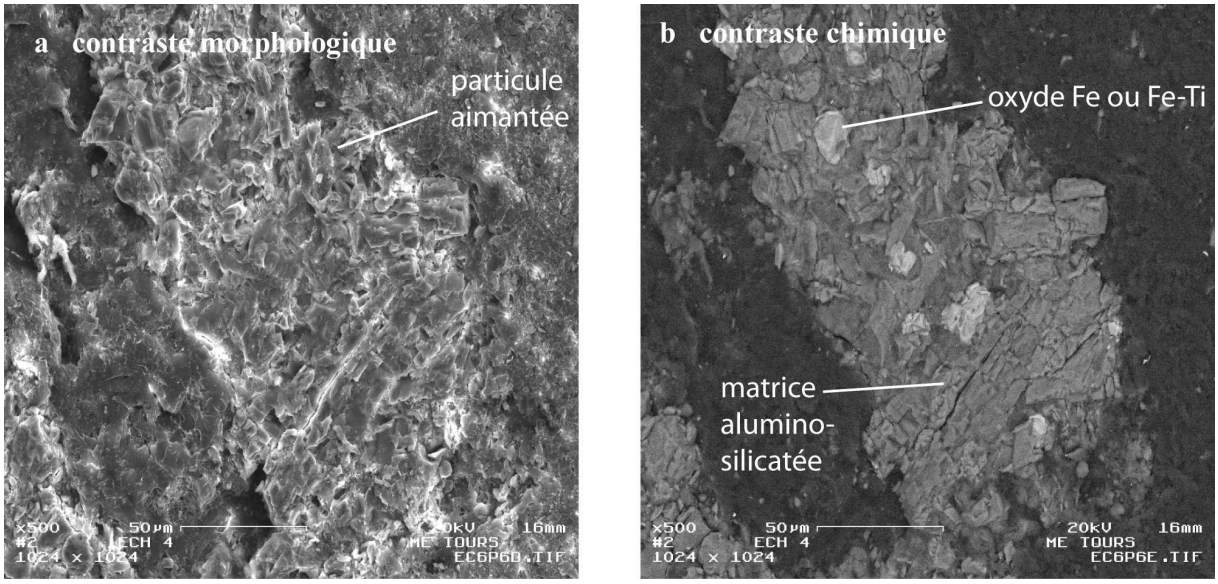


Figure 3.24 *: particule aimantée extraite du sédiment dans le forage CHA9 (échantillon 4) observée au MEB (a) et à la microsonde (b) (cliché C. Grosbois)*

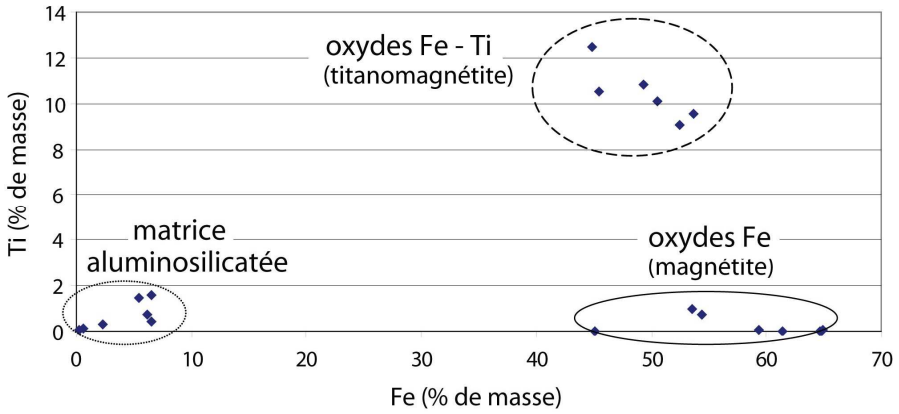


Figure 3.25 *: principaux types de minéraux constituant les particules aimantées (forage CHA9, échantillon 4)*

La présence de titanomagnétite (formule générale $Fe_{3-x}Ti_xO_4$, avec $0 \leq x \leq 1$; voir Lowrie, 1997, p. 243) est singulière dans les alluvions de la Choisille, puisque le titane n'existe probablement qu'à l'état de trace dans le fond géologique régional : cet élément chimique n'est jamais spécialement mentionné dans les études géochimiques sur les formations sédimentaires de Touraine et est plutôt caractéristique des roches endogènes.

D'après Lowrie (1997), la fraction moléculaire x de la titanomagnétite ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$) contenue dans les basaltes de la croûte océanique se situe communément vers 0,6. En appliquant ce facteur, la masse moléculaire commune d'une titanomagnétite pure contenue dans ces basaltes serait d'environ 227 uma (unité de masse atomique, 1/12 de la masse du ^{12}C) : la teneur pondérale en Fe serait de 59 % (134 uma), celle du titane de 13 % (29 uma) et celle de l'oxygène de 28 % (64 uma). Dans le bassin de la Choisille la teneur pondérale en Ti dans les particules de titanomagnétite de l'échantillon 4 (forage CHA9) varie entre ~ 9 et 12,5 %, tandis que la teneur pondérale en Fe varie entre ~ 45 et 53 % (Fig. 3.25) : ces valeurs proches, quoique légèrement différentes de celles calculées pour les basaltes, confortent l'idée d'une origine allochtone de la titanomagnétite dans le bassin de la Choisille. La couverture éolienne de plateau, qui a été alimentée en grande partie par les alluvions de la Loire (Macaire, 1981 et 1986b), elles-même issues en partie des roches endogènes du Massif Central, pourrait éventuellement contenir et avoir fourni des particules de titanomagnétite. Rien ne semble cependant confirmer cette hypothèse et, au contraire, les fortes valeurs de SM observées pour l'échantillon 4 sont singulièrement trop élevées et/ou trop ponctuelles (Fig. 3.22) pour représenter un apport depuis cette formation, lequel aurait dû se faire de manière plus continue dans le temps.

De plus, les valeurs variables de SM mesurée dans quatre échantillons de la couverture éolienne de plateau du bassin, prélevés à la tarière (LANG1 40-50 cm, CHAN2 40-50 cm, SCYR3 50-60 cm et FOND4 40-50 cm de profondeur) (Fig. 3.26), n'appuient pas l'hypothèse d'une provenance locale de la titanomagnétite. Ces valeurs de SM peuvent être relativement élevées (respectivement 20 et 23 $.10^{-6}$ CGS pour LANG1 et SCYR3) ou faibles (8 $.10^{-6}$ CGS pour CHAN2 et FOND4), mais sont toutes inférieures à celle mesurée dans l'échantillon 4 du forage CHA9 (35 $.10^{-6}$ CGS) (Fig. 3.22). Considérant l'âge de dépôt récent (après 3200-2373 cal BP) du sédiment dans lequel fut prélevé l'échantillon 4, l'hypothèse d'une pollution anthropique semble la plus plausible. Cette pollution expliquerait les valeurs anormalement élevées de SM mesurées dans cet échantillon, elles-mêmes liées à des teneurs singulièrement élevées en magnétite, mais aussi à la présence de titanomagnétite allochtone au bassin de la

Choisille. Ceci suggère un apport anthropique, éventuellement en lien avec une activité de métallurgie à proximité du cours de la Grande Choisille, après 3200-2373 cal BP.

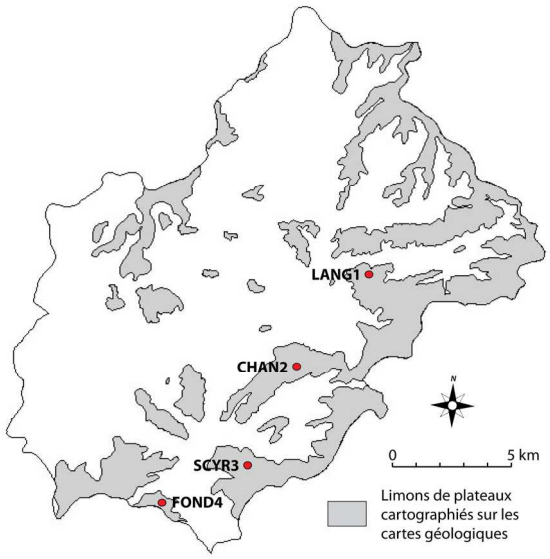


***Figure 3.26** : localisation des prélèvements de limons des plateaux réalisés pour l'étude de la susceptibilité magnétique (d'après les cartes géologiques au 1/50000^{e})*

3.3.4. Forage RIA3 (secteur D)

Les valeurs de SM le long de la carotte RIA3 dessinent des tendances nettes (Fig. 3.27). Tout d'abord, les valeurs mesurées sont très faibles dans le faciès SaG (de 0 à 1 .10^{-6} CGS) vers la base de la colonne sédimentaire. Ensuite, entre 80 et 280 cm de profondeur, les valeurs sont relativement peu variables et faibles (entre 3 et 6 .10^{-6} CGS, avec de nombreuses mesures à ~ 4 .10^{-6} CGS) et la courbe dessine un palier, bien que différents faciès à dominante minérale ou organique soient traversés (SiSaA, SiT, SiAO et SiAo). A la partie supérieure du profil (entre 0 et 80 cm, faciès SiAo et SiAO), les valeurs augmentent significativement et peuvent atteindre un maximum de 20 .10^{-6} CGS. Vers la surface, la valeur de SM baisse légèrement.

La courbe corrigée reflétant la SM d'un sédiment entièrement minéral (corrigée MO, Fig. 3.27 ; *cf*. § 3.3.1) présente logiquement des valeurs plus fortes dans le faciès SiT, car le signal magnétique est dilué par la MO dans l'échantillon total. Particulièrement, le palier observé sur le courbe de l'échantillon total entre 80 et 280 cm n'apparaît plus de manière nette, et les oscillations de la courbe sont plus marquées.

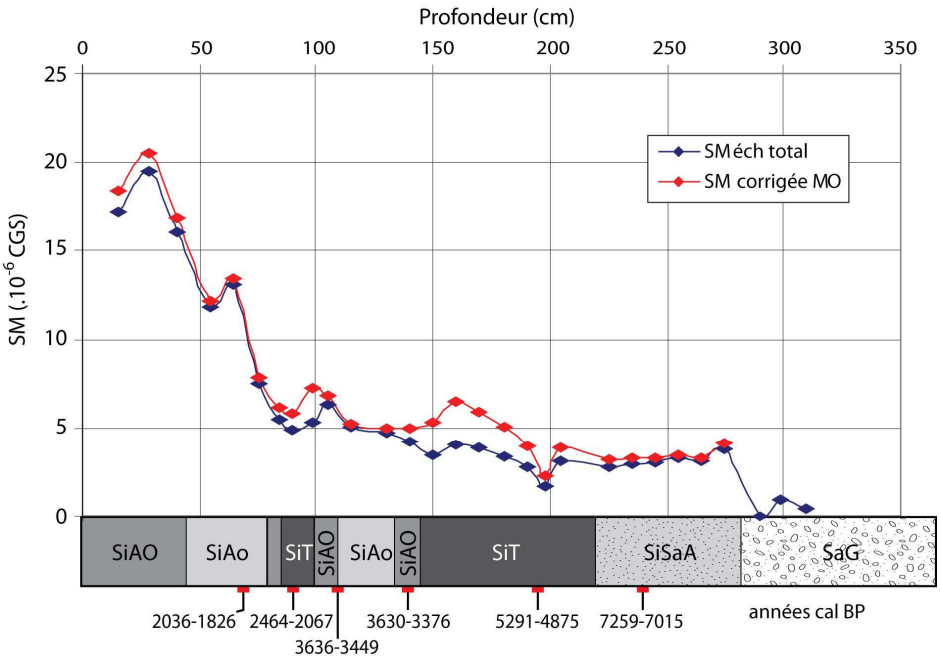


***Figure 3.27** : susceptibilité magnétique le long de la carotte RIA3 (modifié d'après Denis, 2009)*

3.3.5. Eléments pour l'interprétation ultérieure des données de susceptibilité magnétique

Les différentes investigations menées et la comparaison de l'évolution des valeurs de SM dans les forages étudiés amènent certaines remarques, d'ordre général ou plus spécifiques au bassin de la Choisille.

- Les valeurs de SM des sédiments de la Choisille et de la couverture éolienne de plateau sont assez variables. Ces deux facteurs sont liés, puisque la variabilité des valeurs de SM dans les formations sources des sédiments a pu conditionner en partie celle des alluvions.

- Dans le secteur A, les faibles valeurs de SM des alluvions traduisent un faible magnétisme du fond géologique dans ce sous-bassin. Elles sont généralement légèrement plus basses que dans le secteur D, situé en aval du bassin versant, où les valeurs de SM sont une moyenne du signal magnétique délivré par l'ensemble des formations lithologiques affleurant en amont. La gamme de valeurs de SM a donc pu être sensiblement plus élevée dans d'autres sous-bassins, contribuant ainsi à la hausse du signal en aval.

- Les valeurs de SM ne semblent pas guidées par des tendances chronologiques. Tout d'abord, cette comparaison n'est pas possible entre les secteurs A et D puisque les forages considérés couvrent des périodes assez différentes (partie supérieure du Subatlantique dans NAU1 en A, grande partie de l'Holocène en D). Dans le secteur D, des valeurs assez différentes de SM obtenues pour des périodes proches étayent cette remarque : par exemple 2 $.10^{-6}$ CGS vers 7920-7327 cal BP dans BJE9 et 12 $.10^{-6}$ CGS vers 7713-6319 cal BP dans CHA9. Pour une période donnée, les sites du secteur D ont pourtant été alimentés par des sédiments de composition probablement similaire, issus de l'érosion des sols en amont dans le bassin. Les grandes différences de valeurs de SM observées dans les forages du secteur D pour des périodes proches pourraient donc plutôt résulter de la dynamique initiale de dépôt : ceci supposerait un tri sélectif des particules aimantées lors des épisodes d'accrétion, en fonction des caractéristiques paléohydrologiques et paléomorphologiques des sites étudiés. Ces différences pourraient également résulter d'une évolution post-dépôt de la fraction magnétique du sédiment, ce qui est appuyé par les remarques formulées ci-après.

- Les valeurs de SM n'évoluent pas en lien avec la nature des faciès sédimentaire, même si de manière générale elles sont plus faibles dans le faciès plus grossier SaG (par exemple ~ 2 à 13 $.10^{-6}$ CGS dans le faciès SiSaA, Fig. 3.21 et 3.22). Dans les faciès les plus organiques, la présence de MO dilue le signal de SM. La prise en compte de ce paramètre est donc importante pour les études de la SM sur des séquences sédimentaires tourbeuses.

- Les valeurs de SM présentent, entre les forages étudiés, des tendances évolutives assez similaires selon la profondeur. En dessous de 100 cm, les courbes présentent, malgré les oscillations, des formes de paliers (CHA9, BJE9, RIA3) ou une pente légère (NAU1) (Fig. 3.28). Vers 100 cm, les valeurs de SM chutent toutes (de manière moins marquée dans le forage RIA3), puis augmentent au dessus de ~ 75 cm pour chuter parfois légèrement à nouveau dans les 30 cm sous la surface (sauf dans CHA9). Sous 100 cm de profondeur, les dépôts sont actuellement saturés en permanence par l'eau de la nappe phréatique, tandis que vers 100 cm se situe la zone de battement de nappe et qu'au dessus les dépôts ne sont pas saturés en eau tout au long de l'année hydrologique. Un lien est donc probable entre niveau de la nappe phréatique des alluvions et l'évolution des valeurs de SM le long des forages, renforçant l'hypothèse

d'une évolution post-dépôt de la fraction magnétique du sédiment. Notamment, les formes du Fe ont pu être affectées par le facteur hydrogéologique : formes ferriques et ferreuses (magnétite et hématite) sous 100 cm en conditions physico-chimiques réductrices, ou formes ferreuses (hématite ?) plus abondantes dans la zone de battement de nappe (vers 100 cm). Au dessus de 100 cm, la remontée des valeurs suggère à nouveau la présence de formes ferriques et ferreuses.

- La forte hausse de la valeur de SM vers 30 cm de profondeur dans les forages CHA9 (échantillon 4, après 3200-2373 cal BP) et RIA3 (après 2036-1826 cal BP) pourrait résulter d'une pollution anthropique, comme le suggère la présence de titanomagnétite dans les particules aimantées extraites du sédiment total dans CHA9 (Fig. 3.25). Ces particules aimantées sont incluses dans des agrégats aluminosilicatés, ce qui n'a pas permis leur extraction complète.

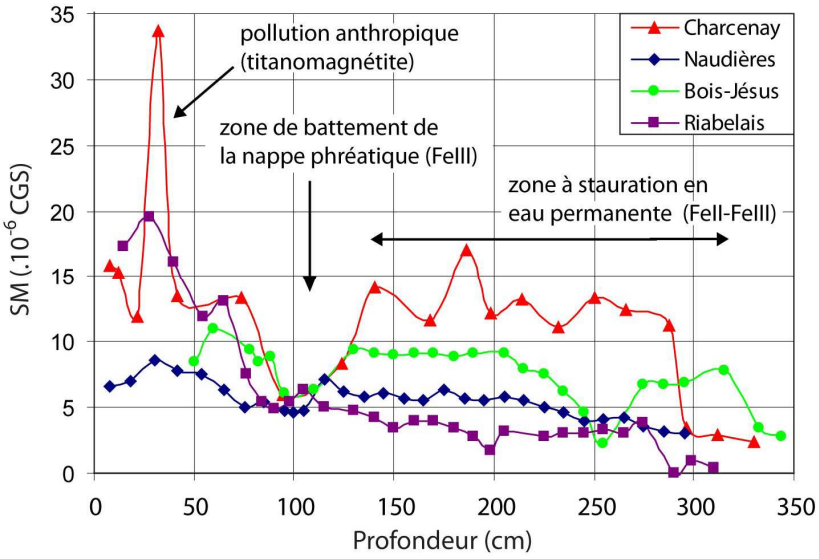


Figure 3.28 *: comparaison des valeurs de susceptibilité magnétique le long des forages NAU1, BJE9, CHA9 et RIA3 (modifié d'après Denis, 2009)*

Chapitre 4. Données paléoécologiques et occupation humaine dans le bassin versant au Quaternaire récent

4.1. Evolution du paysage végétal dans différents secteurs du bassin depuis le Tardiglaciaire : les données palynologiques

Depuis le Tardiglaciaire, le climat et l'occupation du sol par les hommes sont les paramètres variables qui ont conditionné la nature du couvert végétal, dont le rôle est essentiel dans les processus d'érosion des sols et des roches et de production sédimentaire. Dans le bassin de la Choisille, le prélèvement, l'analyse pollinique et la discussion des résultats de 7 forages, réalisés par l'équipe du Laboratoire d'écologie et des paléoenvironnements atlantiques de l'Université de Nantes (UMR 6566 CNRS : L. Visset, A.L. Cyprien-Chouin, C. Joly et L. Charrieau), ont permis de mettre en évidence l'évolution de la végétation depuis la limite Allerød – Dryas récent (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004 ; Cyprien-Chouin et Visset, 2006a, 2006b ; Joly et Visset, 2007). Ces études ont également permis de préciser la chronologie des dépôts, puisque sur les 62 datations ^{14}C intégrées à ce travail, 39 ont été effectuées en parallèle des analyses palynologiques.

4.1.1. Aspects méthodologiques

4.1.1.1. Localisation des forages palynologiques

Dans les secteurs A (sous-bassin de Chenusson) (forage NAU1P, *cf.* § 2.3.2) et D (tronçon aval de la Grande Choisille) (forages BJE9P, CHA9P et RIA3P, *cf.* § 2.6.1, § 2.6.2 et § 2.6.3), chaque forage pour analyse palynologique a été effectué à 1 mètre au maximum d'un forage de référence pour étude lithologique : la lithostratigraphie entre les deux forages est donc quasi identique. Dans le secteur C, le transect BRO (la Grande Brousse) (*cf.* § 2.5.2) a été réalisé antérieurement aux travaux de l'Université de Tours et l'analyse pollinique a porté sur 3 forages (-S1, -S8 et -S13). Le secteur B n'a pas fait l'objet d'études palynologiques.

4.1.1.2. Prélèvement des sédiments pour analyse palynologique

Les forages ont été effectués par percussion avec un moteur Eijkelkamp® (modèle FB60), un carottier classique pour le premier mètre de sédiments et un carottier GIK mécanisé au-delà (Visset et Hauray, 1988). Les sédiments ont été découpés directement sur le terrain par incréments de 5 cm en général, maille qui a pu varier si des changements importants étaient observés dans la lithostratigraphie. Les forages ont été effectués dans des sédiments fluviatiles peu grossiers et non indurés car la sonde GIK est plus fragile qu'un carottier traditionnel et ne peut pas contenir des éléments grossiers de type galet, contenus dans le faciès SaG. De plus, les sédiments grossiers ne sont pas propices à la conservation des pollens quand ils sont peu riches en matrice. Pour ces raisons les forages pour analyse palynologique ont rarement traversé le faciès SaG.

La méthodologie a été décrite par Cyprien-Chouin *et al.* (2004), Cyprien-Chouin et Visset (2006a et 2006b), Joly et Visset (2007) et appliquée pour traiter les échantillons et concentrer le matériel pollinique afin de permettre son observation et son comptage en microscopie photonique. Pour faciliter l'interprétation ultérieure, les résultats des comptages des grains de pollen sur les diagrammes sont exprimés en fréquences relatives de taxons (sur 100 %), d'une part pour les taxons de versant, d'autre part pour les taxons de zone humide sans prendre en compte les spores. Certains taxons, trop abondants (par exemple *Pinus*, *Alnus* ou les Cyperaceae), ont été souvent exclus de la somme totale comme précisé ci-après pour certains sites. Les limites entres les zones d'assemblage polliniques (ZAP) sur les diagrammes sont établies lorsqu'au moins 3 taxons locaux varient de manière significative.

4.1.2. Données palynologiques dans le secteur A

Dans le secteur A, l'analyse pollinique a été effectuée sur le site NAU (Fig. 1.21) par Joly et Visset (2007). Le forage NAU1P (*cf.* § 2.3.2.1) a permis de prélever une colonne sédimentaire de 275 cm d'épaisseur (Fig. 4.1). Dans la séquence étudiée 7 ZAP ont été discriminées exclusivement dans la période Subatlantique, allant du Moyen-Âge jusqu'à l'Epoque actuelle (8 datations ^{14}C, Tab. 2.1 et 2.2). La séquence montre un milieu ouvert, partagé entre boisements, cultures et prairies. De forts indices d'anthropisation sont présents dès le début de la séquence, avec des pratiques agro-pastorales bien développées.

Dans tout l'enregistrement le système prairial est une composante dominante du paysage végétal enregistré. Les forts pourcentages de graminées et de composées

s'accompagnent de ceux moins importants de plantain et d'autres rudérales. Une place importante des activités pastorales dans les pratiques anthropiques du secteur est suggérée. Le pâturage devait vraisemblablement se pratiquer en partie au niveau des parcelles des côteaux, et sans doute de manière plus systématique en fond de vallée durant la période estivale (prairie humide).

Sur le forage NAU1P, deux sous-séquences peuvent être distinguées :

Dans **la moitié inférieure de la séquence (ZAP a et b)** (Fig. 4.1), entre 275 et 125 cm de profondeur, les données couvrent la période allant du Haut Moyen-Âge (1514-1302 cal BP) au Moyen Âge central (après 1168-936 cal BP et avant 790-673 cal BP). Sur les versants et les plateaux, le système forestier (10 à 30 % de AP = arborean pollen ou pollens d'arbres) est représenté par des chênes (~ 10 %), des noisetiers (5 à 10 %), et quelques taxons de la chênaie (charme, hêtre, tilleul, orme et érable). La chênaie-corylaie est relativement stable durant cette période. La céréaliculture est très bien représentée dans les pratiques anthropiques, cette activité se localisant à proximité immédiate du site NAU, sur les versants. La courbe des céréales progresse lentement jusqu'aux alentours de 1261-1002 cal BP jusqu'à 10 à 15 % puis se maintient jusqu'au Moyen-Âge central, en parallèle avec un recul des taxons de prairies d'élevage. L'occurrence d'autres cultures est à signaler, telles le sarrasin (blé noir) aux alentours de 1234-935 cal BP, le seigle aux environs de 1168-936 cal BP. Le pollen de houblon, indigène à la région, ou de chanvre, importé et cultivé, qui ne peut être distingué de celui du houblon, se signale fortement. Compte tenu des variations de composition de la ripisylve et de ses relations avec l'écologie du houblon, Joly et Visset (2007) considèrent qu'il est probable qu'une partie des grains de pollen détectés correspondent à des cultures de chanvre. Les pourcentages relatifs élevés de ce type de pollen par rapport aux autres taxons cultivés pourraient représenter soit le signal de cultures plus lointaines, soit celui de cultures plus restreintes mais proches du site NAU. Le noyer apparaît précocement dans la séquence et plus fréquemment durant le maximum de céréaliculture, ainsi que le châtaigner qui se signale de manière assez régulière et pourrait être un élément associé aux haies de bocages, où il se comporte comme un élément constitutif. En fond de vallée, dans la zone humide, l'observation d'une aulnaie peu importante et ouverte dès le début de cette séquence constituerait un indice d'anthropisation. La magnocariçaie et la phragmitaie sont bien développées et occupent une place importante dans le milieu. Les pratiques de pâturage en période estivale pourraient être à l'origine de cette physionomie, en parallèle avec de forts indices de pastoralisme. Au cours du Haut Moyen-Âge jusqu'au Moyen-Âge central, la quasi disparition de l'aulnaie s'accompagne du recul de tous les autres groupements végétaux caractéristiques de la zone humide, ce qui coïncide avec la progression des pratiques agro-pastorales.

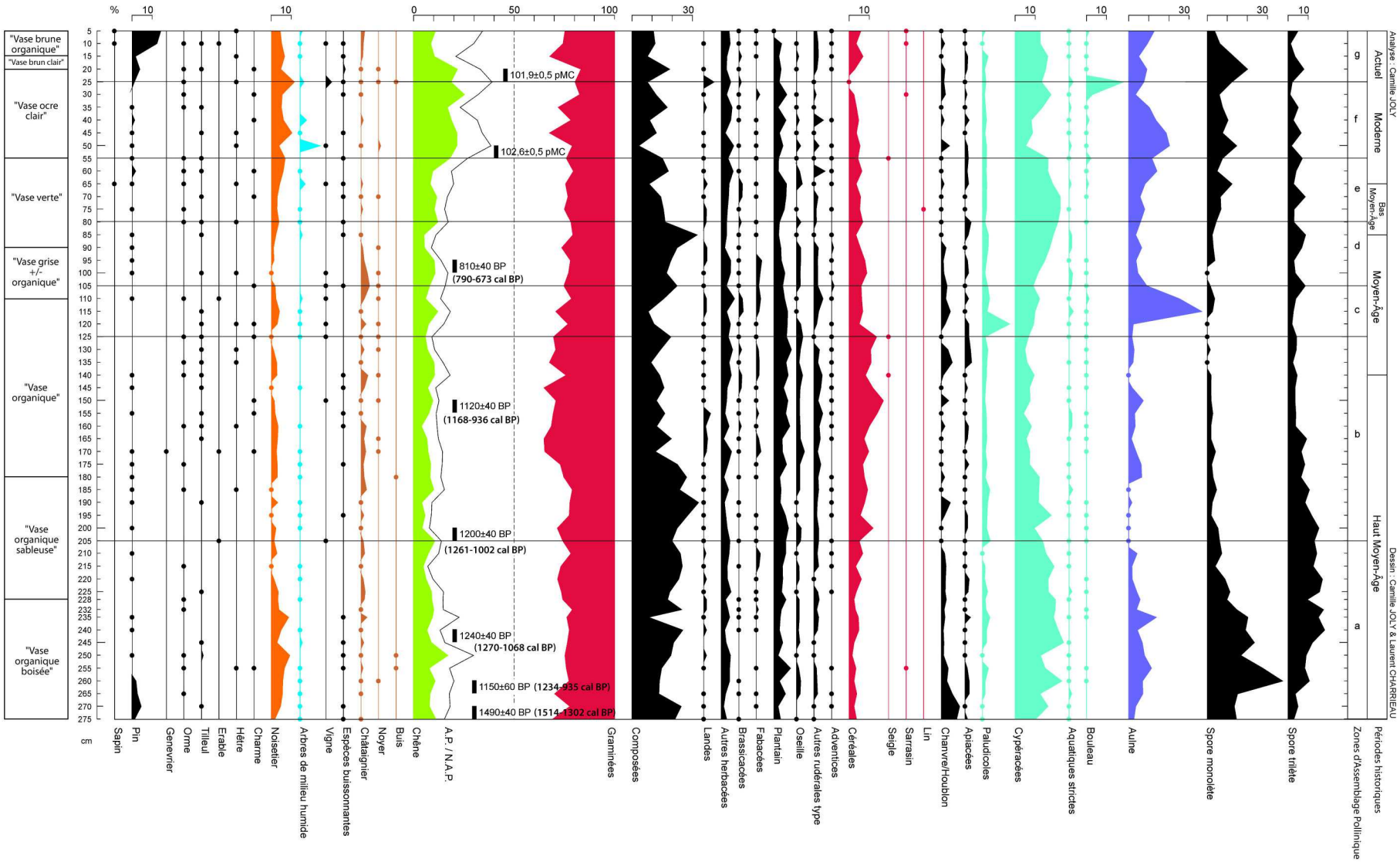


Figure 4.1 *: diagramme palynologique simplifié du site des Naudières dans le secteur A (modifié d'après Joly et Visset, 2007)*

Dans **la moitié supérieure de la séquence (ZAP c à g)**, entre 125 et 0 cm de profondeur, durant la période allant du Moyen-Âge central à la période actuelle, des modifications dans l'aménagement du terroir sont pressenties. Sur les versants et les plateaux, la chênaie-corylaie reste stable jusqu'à la fin de la période médiévale puis progresse dès la seconde moitié du Bas Moyen-Âge. Durant « l'époque actuelle » le pin (plantations) a contribué fortement à la remontée des proportions de AP (35 % dont plus de 10 % de pins) (Fig. 4.1). Au Moyen-Âge central, la céréaliculture est en déclin sur les versants à proximité immédiate du site puis montre une certaine stabilité jusqu'à l'actuel (~ 5 % de céréales sur la courbe). L'occurrence du lin est mentionnée pour le Bas Moyen-Âge. En fond de vallée, dans la zone humide, de nets changement sont observés à partir de la ZAP c, avec localement un pic de paludicoles (*Sparganium*) suivi d'une très forte progression des aulnes (d'environ 1 à 30 %), en relation avec des modifications des pratiques pastorales. Si les pratiques agro-pastorales semblent en baisse, le territoire n'est pas abandonné pour autant puisque les indices d'agriculture et d'élevage sont toujours présents et aucune progression de la végétation des landes n'est observée.

Dans cette séquence centrée sur le Moyen-Âge, l'analyse des pollens fossiles a montré que le milieu était ouvert avec une forte proportion d'activités agro-pastorales, bien visibles sur le diagramme société-végétation (Barbier *et al.*, 2001) appliqué au site des Naudières (Fig. 4.2). Ce type de diagramme permet de mieux percevoir la pression anthropique sur la végétation et l'organisation du terroir entre espaces boisés utilisés pour leurs ressources, espaces agricoles et espaces non anthropisés. Il montre bien, dans ce secteur, qu'aucune déprise agricole (avec un regain des landes par exemple) ne s'est effectuée durant les périodes concernées.

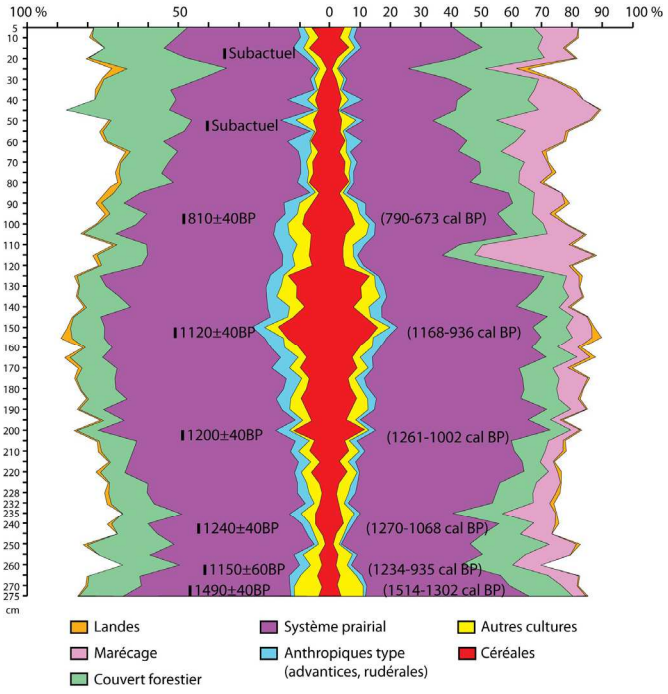


Figure 4.2 *: diagramme société-végétation appliqué au site des Naudières (NAU1P) (modifié d'après Joly et Visset, 2007)*

Résumé *: sur le site des Naudières, la gestion anthropique du terroir a favorisé une croissance puis un maintien des activités agro-pastorales du Haut Moyen-Âge au Moyen-Âge central (Fig. 4.1 et 4.2). Depuis le Moyen-Âge central, un changement dans la gestion des terres est noté, avec une moindre importance des cultures céréalières à proximité du site, une recrudescence des taxons de zone humide, et plus tardivement un développement du couvert boisé. A ce propos Joly et Visset (2007) soulignent que dans ce contexte environnemental anthropisé, ces modifications pourraient correspondre à un (voire plusieurs) changements dans la politique de gestion des eaux et du territoire, soit indépendante du milieu, soit induits par le regain d'humidité en fond de vallée, obligeant à repenser l'aménagement du terroir, notamment des pâtures.*

4.1.3. Données palynologiques dans le secteur C

Sur le transect BRO (Fig. 1.21), dans le secteur C en partie amont de la vallée principale de la Grande Choisille, 3 forages palynologiques (BRO-S1, BRO-S8 et BRO-S13) ont été effectués par Cyprien-Chouin *et al.* (2004). Dans ces forages, le pin (*Pinus*), l'aulne (*Alnus*) et les cypéracées (Cyperaceae) ont systématiquement été exclus de la somme totale afin de ne pas masquer la représentation pollinique des autres espèces végétales.

4.1.3.1. Le forage BRO-S1

Le forage BRO-S1 (Fig. 2.36) a permis de prélever une colonne sédimentaire de 450 cm. Dans cette séquence pollinique 5 ZAP ont été discriminées, couvrant une période allant du Dryas récent jusqu'au Subatlantique (Bas Moyen-Âge). Des hiatus polliniques ont été observés et 5 datations ^{14}C ont été obtenues (Tab. 2.1 et Fig. 4.3).

La **ZAP a**, associée au Dryas récent (date à 12895-12142 cal BP, recouvrant la fin de l'Allerød et le début du Dryas récent), est localisée à la base du forage entre 385 et 450 cm de profondeur. Dans cette zone, une végétation de type steppique en phase froide est en place, avec sur les versants et les plateaux des armoises (*Artemisia*), des graminées (Poaceae) et quelques composées (Asteraceae). Les arbres sont représentés surtout par le pin (*Pinus sylvestris*) mais aussi par le bouleau (*Betula*). A l'état de traces on observe quelques arbres mésothermophiles comme le chêne (*Quercus*) et le noisetier (Corylus). Dans la zone humide, en fond de vallée, le peuplement végétal est constitué de cypéracées (Cyperaceae) et de plantes aquatiques, notamment de *Filipendula*, tandis que l'aulne est déjà présent mais rare. Entre 410 et 430 cm de profondeur, un niveau tourbeux et stérile en grain de pollen a été observé.

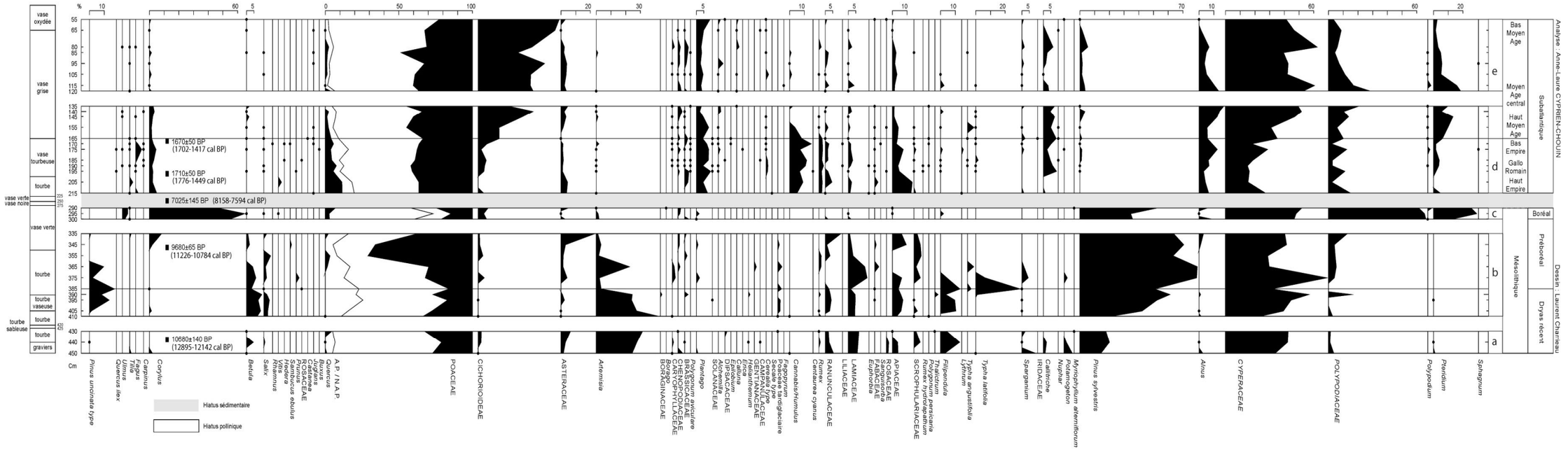


Figure 4.3 *: diagramme pollinique du forage BRO-S1 (modifié d'après Cyprien-Chouin et al., 2004 ; modifié)*

La **ZAP b**, calée au Préboréal (âge à 11226-10784 cal BP), est localisée entre 335 et 385 cm de profondeur. Sur les versants et les plateaux, la végétation steppique témoigne d'un climat encore froid, avec le maintien puis la progression des graminées, accompagnées de composées (Asteraceae), tandis que l'armoise régresse. Les pinèdes se développent de manière importante, tandis que le bouleau diminue et le noisetier s'installe. Dans la zone humide, les cypéracées dominent et sont accompagnées de plantes aquatiques (*Typha*, *Potamogeton* et *Sparganium*, disparition de *Filipendula*), tandis que l'aulne s'installe en fin de zone.

Entre les ZAP b et c, un hiatus pollinique est observé entre 300 et 335 cm de profondeur (Fig. 4.3). Les sédiments silto-argileux verdâtres y sont stériles en pollens fossiles. Ce hiatus couvre la partie supérieure du Préboréal et/ou la partie inférieure voire la totalité du Boréal.

La **ZAP c** est localisée entre 290 et 300 cm de profondeur (Fig. 4.3). Sur les versants et les plateaux, la mise en place d'une dynamique forestière s'effectue, avec le développement important du noisetier, accompagné de quelques arbres mésothermophiles comme le chêne, le tilleul (*Tilia*) et l'orme (*Ulmus*), tandis que le pin reste important dans le paysage. En parallèle, les prairies à graminées régressent. En fond de vallée, la zone humide reste peuplée de cypéracées et l'aulne est présent, tandis que les fougères se signalent fortement (Polypodiaceae et *Ptéridium*). Cette végétation serait plutôt caractéristique du Boréal.

Au dessus de la ZAP c, entre 215 et 290 cm de profondeur, le sédiment est stérile en pollen (Fig. 4.3). Ce hiatus pollinique couvre la fin du Boréal, l'Atlantique, le Subboréal voire également le début du Subatlantique. Cependant, la date de 8158-7594 cal BP permet de constater la présence de dépôt de l'Atlantique. L'existence d'un hiatus sédimentaire au sein de cette couche sans pollens est probable, hypothèse étayée par le fort contraste lithologique observé entre le sédiment silto-argileux, souvent verdâtre, observé entre 215 et 290 cm de profondeur et la tourbe située au dessus de 215 cm.

La **ZAP d**, rattachée au Subatlantique (période gallo-romaine) (dates à 1776-1449 cal BP et à 1702-1417 cal BP), est située entre 165 et 215 cm de profondeur (Fig. 4.3). Cette zone contraste fortement avec la zone c, car sur les versants et plateaux le milieu est ouvert et anthropisé. Les boisements sont en régression et sont constitués de noisetiers, de chênes et de quelques bouleaux et hêtres (*Fagus*). Les prairies à graminées sont importantes, accompagnées de plantain (*Plantago*) et de composées (Asteraceae dont Cichorioideae), et témoignent d'une activité d'élevage. Quelques grains de pollen de céréales (*Cerealia*), seigle (*Secale*), buis (*Buxus*), noyer (*Juglans*) et vigne (*Vitis*) sont observés. La courbe de *Cannabis-Humulus* dépasse les 5 %, dans ce forage proche du chenal, alors que ces pollens sont très peu présents dans les autres forages palynologiques du transect BRO (BRO-S8 et BRO-S13, voir ci-dessous). En conséquence, l'existence d'une activité de rouissage dans la Choisille est suggérée, les champs de chanvre se trouvant probablement à proximité des points de forages. La zone humide est peuplée par les cypéracées, avec quelques aulnes et des plantes aquatiques comme *Callitriche*, correspondant à des lieux inondés peu profonds.

La **ZAP e**, couvrant le Moyen-Âge jusqu'à la période subactuelle, est localisée entre 0 et 165 cm de profondeur (Fig. 4.3). Cette zone montre peu de grandes différences avec la précédente. Les versants et plateaux restent très déboisés (noisetier et chêne rares) alors que les prairies à Poaceae, à Cichorioideae (en forte croissance), *Plantago* et Asteraceae dominent le paysage, signe du maintien d'activités d'élevage importantes du

Moyen-Âge jusqu'à l'époque subactuelle. Les cultures sont peu développées, et des occurrences de Châtaigner (*Castanea*, à la limite entre les zones d et e) et de sarrasin (*Fagopyrum*) sont observées. Quelques champs de chanvre demeurent dans les alentours de la vallée, mais l'activité de rouissage semble cesser dans la zone humide, où la végétation à cypéracées domine, l'aulne étant présent en faible proportion, tandis que *Callitriche* persiste dans les zones immergées en permanence. Au sein de cette zone, entre 120 et 135 cm de profondeur, le sédiment est stérile en grains de pollen fossiles.

Résumé *: l'analyse du forage BRO-S1 par Cyprien-Chouin et al. (2004a) montré l'évolution de la végétation d'une part depuis le Dryas récent jusqu'au Boréal, entrecoupée de deux niveaux à hiatus polliniques (au Dryas récent et entre la fin du Préboréal et le début du Boréal), d'autre part au Subatlantique (depuis l'Antiquité), avec un hiatus pollinique probablement au Moyen-Âge central (Fig. 4.3). Un important hiatus pollinique est observé entre la fin du Boréal et le début du Subatlantique, mais il pourrait être également associé à un hiatus sédimentaire. Du Dryas récent au Boréal, l'environnement végétal passe sur les versants et plateaux d'une végétation steppique de climat froid et sec à une végétation forestière de climat plus chaud et humide, avec la disparition progressive de taxons tels que l'armoise, un développement puis un déclin des prairies à graminées et des pinèdes, mais aussi l'installation progressive puis importante au Boréal des taxons mésothermophiles de la chênaie-corylaie. En fond de vallée, les cypéracées dominent pendant toute cette période, l'aulne restant systématiquement discret. Au Subatlantique, depuis la période gallo-romaine jusqu'au Bas Moyen-Âge, le paysage est ouvert sur les versants et plateaux, avec une tendance à la diminution de la chênaie-corylaie qui s'accentue vers les périodes récentes. Les indices d'activités agricoles sont importants, notamment d'élevage mais aussi de cultures alimentaires et textiles. En fond de vallée, les cypéracées restent majoritaires mais l'aulne est également présent. La présence de plantes aquatiques montre la récurrence de l'ennoiement de cette zone durant cette période. Dans la zone humide, et probablement dans le chenal de l'époque, l'activité de rouissage du chanvre a pu être mise en évidence durant la période gallo-romaine et jusqu'au Haut-Moyen Âge.*

4.1.3.2. Le forage BRO-S8

Le forage BRO-S8 est moins profond que BRO-S1 (305 cm) (Fig. 2.36 et 4.4). Dans cette séquence pollinique, 4 ZAP entrecoupées de hiatus polliniques ont été discriminées, couvrant une période allant du Dryas récent jusqu'au Subatlantique (période subactuelle). 5 datations ^{14}C ont été obtenues (Tab. 2.1 et Fig. 4.4).

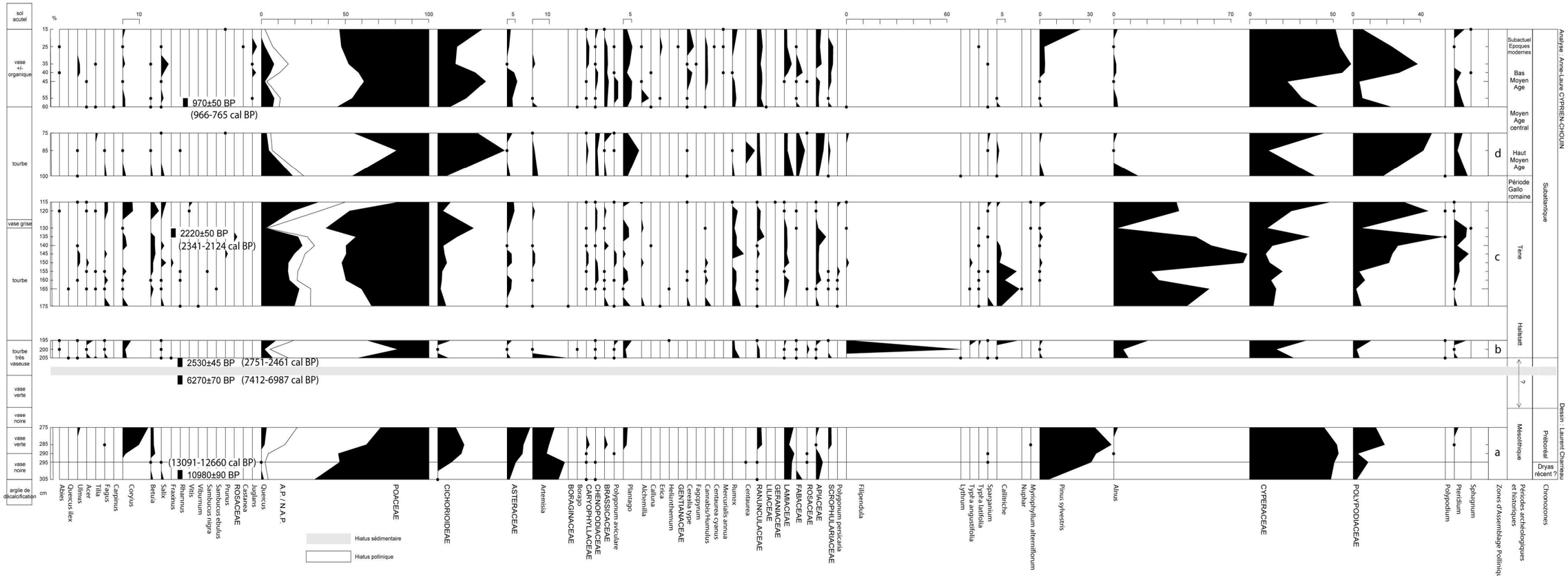


Figure 4.4 *: diagramme pollinique du forage BRO-S8 (modifié d'après Cyprien-Chouin et al., 2004 ; modifié)*

A la base du forage, la **ZAP a,** peu épaisse et située entre 295 et 305 cm de profondeur est attribuée au Dryas récent, bien que la date de 13091-12660 cal BP donne un âge de la fin de l'Allerød. Les caractéristiques de cette zone sont proche de celles de la **ZAP a** du forage BRO-S1 (*cf.* § 4.1.3.1), avec cependant l'absence totale du noisetier (*Corylus*) et de *Filipendula* (Fig. 4.3 et 4.4).

La **ZAP b**, localisée entre 275 et 295 cm de profondeur, est rattachée à une période du début du Préboréal. Le spectre de la végétation est assez semblable à celui de la ZAP b du forage BRO-S1, avec cependant une proportion relativement plus importante de *Corylus* et une contribution relativement moins importante des prairies à graminées. Tout comme sur le forage BRO-S1, la probable période du Préboréal ne peut être décrite de façon complète, à cause d'un hiatus pollinique au sommet de cette zone.

Entre 205 et 275 cm de profondeur, les sédiments silto-argileux noirâtres ou verdâtres sont stériles en grains de pollen. Ce hiatus pollinique couvre la période allant d'une partie récente du Préboréal jusqu'après le début du Subatlantique. Deux datations ^{14}C, rapprochées (35 cm d'écart vertical) ont été obtenues dans la partie supérieure de cette couche stérile : 7412-6987 cal BP entre 240 et 245 cm et 2751-2461 cal BP entre 205 et 210 cm de profondeur. Le fort écart de temps entre ces deux dates rapprochées suggère l'existence d'un hiatus sédimentaire similaire à celui de BRO-S1.

La **ZAP c** (entre 115 et 205 cm de profondeur) est attribuée à l'Âge du Fer dans le Subatlantique, car située au dessus de 2751-2461 cal BP et comprenant la date de 2341-2124 cal BP à sa partie supérieure (Fig. 4.4). Sur les versants et plateaux, le couvert forestier de la chênaie-corylaie, accompagnée de quelques bouleaux (*Betula*) et hêtres (*Fagus*) est relativement important et se maintient, tandis que les prairies à Poaceae dominent, accompagnées du cortège des rudérales (Cichorioideae qui se développent, *Plantago*, Asteraceae et *Rumex*), signe de la présence d'activités d'élevage. La zone humide est couverte d'aulnaies à sous-bois de cypéracées (Cyperaceae) avec la présence de *Filipendula* mais aussi *Callitriche* montrent la présence d'eaux stagnantes peu profondes. Les variations brutales de la courbe des aulnes pourraient correspondre à des coupes anthropiques, libérant ainsi des espaces pour des prairies d'élevage. A la partie inférieure de cette zone, probablement durant l'Hallstatt, un hiatus pollinique est observé entre 175 et 195 cm de profondeur. Entre 100 et 115 cm de profondeur, le sédiment est stérile en grains de pollen. Au regard de l'évolution de la végétation et des dates ^{14}C, ce hiatus est associé à la période gallo-romaine.

LA **ZAP d** (0-100 cm de profondeur), est attribuée au Moyen-Âge jusqu'à l'époque subactuelle (âges de 2341-2124 cal BP entre 130 et 135 cm et de 966-765 cal BP entre 55 et 60 cm de profondeur). Tout comme dans le forage BRO-S1, le paysage est déboisé sur les versants et les plateaux alors que les prairies à Poaceae, Cichorioideae, *Plantago* et Asteraceae, associée aux activités d'élevage, dominent le paysage. Sur ce forage on observe que *Cerealia* se développe. L'augmentation de *Pinus sylvestris* au sommet du diagramme serait liée aux plantations de pins, mises en place dès le XVIIIe siècle AD. Dans la zone humide, les cypéracées dominent, les fougères (Polypodiaceae et *Pteridium*) sont présentes, tandis que l'aulnaie subit une forte régression par rapport à la zone précédente et se maintient discrètement.

Résumé *: l'étude du forage BRO-S8 par Cyprien-Chouin et al. (2004a) a montré l'évolution de la végétation d'une part depuis le Dryas récent (voire la fin de l'Allerød) jusqu'à la partie inférieure du Préboréal, d'autre part depuis le Subatlantique (Âge du Fer), avec 2 hiatus polliniques (Fig. 4.4). Entre la fin du Préboréal et le début du Subatlantique, un important hiatus pollinique existe, avec probablement un hiatus sédimentaire entre la fin de l'Atlantique et le début du Subatlantique. Durant le Dryas récent et le Préboréal, on observe sur les versants et plateaux le passage d'une végétation steppique de climat froid à l'installation progressive de la chênaie-corylaie avec régression des prairies à Poaceae, tandis que les cypéracées dominent en fond de vallée. Depuis le Subatlantique (Âge du Fer), le milieu est ouvert, le couvert forestier étant restreint tandis que les activités agricoles se signalent, notamment l'élevage avec les prairies à Poaceae associées aux rudérales, mais aussi les cultures avec des céréales. Dans la zone humide, les cypéracées dominent systématiquement, tandis que l'aulnaie, abondante mais en proportions fluctuantes durant l'Âge du Fer (coupes anthropiques), est restreinte durant le Moyen-Âge jusqu'à l'époque subactuelle.*

4.1.3.3. Le forage BRO-S13

Le forage BRO-S13 (Fig. 2.36) a permis l'étude d'une colonne sédimentaire de 245 cm. Dans cette séquence pollinique 4 ZAP ont été discriminées, couvrant exclusivement la période Subatlantique avec 5 datations ^{14}C (Tab. 2.1 et Fig. 4.5).

A la base du forage, entre 220 et 245 cm de profondeur, la **ZAP a** est calée sur le début du Subatlantique, à la fin de l'Âge du Bronze, avec la date de 3069-2774 cal BP. Sur les versants et plateaux (Fig. 4.5), le milieu est très déboisé avec la présence du noisetier (*Corylus*) et du chêne (*Quercus*). Les prairies à graminées sont bien développées et peuplées de graminées (Poaceae), associées à quelques composées (Cichorioideae), au plantain (*Plantago*) et à l'oseille (*Rumex*), signes d'une activité d'élevage. Des cultures sont aussi développées comme le montre la présence de grains de pollen de céréales (*Cerealia*) et probablement de chanvre (*Cannabis-Humulus*). Dans la zone humide en fond de vallée, l'aulnaie (*Alnus*) est importante alors que les cypéracées (Cyperaceae) sont peu développées. Des plantes aquatiques (*Callitriche*) et quelques paludicoles (*Sparganium* et *Typha*) se développent dans les endroits inondés.

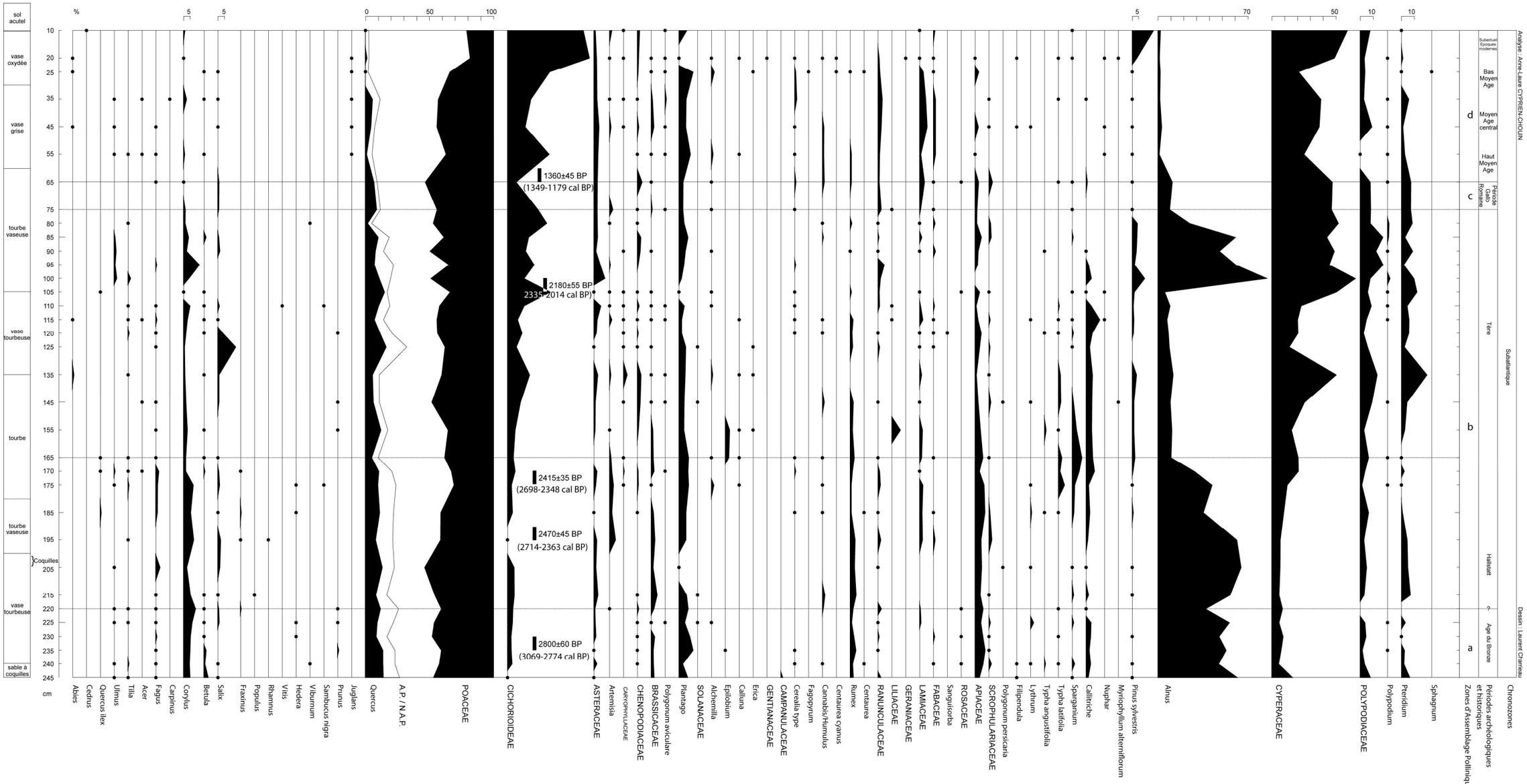


Figure 4.5 *: diagramme pollinique du forage BRO-S13 (modifié d'après Cyprien-Chouin et al., 2004 ; modifié)*

La **ZAP b**, entre 75 et 220 cm de profondeur, à l'instar de la ZAP c du forage BRO-S8 (*cf.* § 4.1.3.2), est attribuée à l'Âge du Fer. Grâce aux datations ^{14}C (2714-2363 cal BP, 2698-2348 cal BP, 2335-2014 cal BP), l'Hallstatt et la Tène ont pu être identifiées. Sur les plateaux et versants, le couvert forestier de la chênaie-corylaie se maintient. Les prairies à graminées, accompagnées du cortège de rudérales (Cichorioideae, *Plantago*, Asteraceae et *Rumex*), dominent toujours et montrent la pérennité des activités d'élevage. Quelques cultures sont présentes, notamment les céréales et probablement le chanvre. La zone humide, en fond de vallée, évolue différemment durant l'Hallstatt et la Tène. Durant l'Hallstatt, elle est couverte d'aulnes avec un sous-bois de cypéracées, avec la présence de paludicoles (*Typha latifolia* et *Sparganium*), tandis que l'augmentation nette de *Callitriche* indique la présence d'eau stagnante. Durant la Tène, deux ensembles peuvent être distingués. Tout d'abord, dans la première partie de la Tène, une chute considérable de l'aulnaie est observée, tandis que les cypéracées se développent par pics ; *Callitriche* se signale plus fortement et le Saule (*Salix*) se développe temporairement. Tout comme durant la ZAP c du forage BRO-S8 (*cf.* § 4.1.3.2), Cyprien-Chouin *et al.* (2004) considèrent que ces variations correspondent à des coupes anthropiques dans l'aulnaie afin de libérer des espaces de pâture. Ensuite, à partir de 2335-2014 cal BP, l'aulnaie augmente temporairement avant de régresser, tandis que les cypéracées se développent et que *Callitriche* disparaît.

La **ZAP c**, associée à la période gallo-romaine, est localisée entre 65 et 75 cm de profondeur. Sur les versant et plateaux, le milieu reste très ouvert et les prairies à graminées sont dominantes, tandis que certaines composées régressent (Cichorioideae), bien que d'autres rudérales se maintiennent (*Plantago*, *Rumex*). Les cultures, notamment de céréales, continuent à proximité du site. La zone humide est peuplée de cypéracées et de quelques aulnes.

La **ZAP d**, en partie supérieure du forage entre 0 et 65 cm de profondeur, est attribué au Moyen-Âge jusqu'à l'époque subactuelle (âge de 1349-1179 cal BP entre 60 et 65 cm de profondeur). Comme sur les forages BRO-S1 et BRO-S8 (*cf.* § 4.1.3.1 et § 4.1.3.2), le milieu est très ouvert sur les versants et plateaux (chêne et noisetier peu abondants) alors que les prairies à Poaceae, Cichorioideae, *Plantago* et Astéracées sont dominantes, signe d'une activité d'élevage importante. Les cultures, notamment de céréales et du noyer (*Juglans*), sont présentes mais peu importantes. Au sommet du diagramme, l'augmentation du pin (*Pinus sylvestris*) est interprétée comme la mise en place de plantations aux périodes récentes. En fond de vallée, les cypéracées dominent tandis que l'aulnaie est très restreinte.

Résumé *: l'analyse pollinique du forage BRO-S13 par Cyprien-Chouin et al. (2004a) a montré l'évolution de la végétation au cours du Subatlantique, depuis la fin de l'Âge du Bronze (Fig. 4.5). Sur toute la séquence, le paysage est très ouvert sur les versants et plateaux. Les signes d'activités anthropiques sont présents de manière nette dès la fin de l'Âge du Bronze, principalement d'élevage avec les prairies à graminées dominantes dans le paysage, associées au cortège des rudérales, mais aussi de cultures. Dans la zone humide en fond de vallée, les cypéracées tendent à se développer par pics durant cette séquence, tandis que l'aulnaie, encore bien présente à la fin de l'Âge du Bronze et durant l'Hallstatt, est*

considérablement réduite au début de la Tène, puis se développe à la fin de cette période et est de nouveau restreinte depuis l'époque gallo-romaine.

4.1.4. Données palynologiques dans le secteur D

Trois forages palynologiques ont été réalisés respectivement dans chacun des sites du secteur D : Bois-Jésus (BJE), Charcenay (CHA) et Riabelais (RIA) (Fig. 1.21). Sur ces 3 forages, le pin (*Pinus*), l'aulne (*Alnus*) et les cypéracées (Cyperaceae) ont été exclus de la somme totale afin de ne pas masquer la représentation pollinique des autres espèces.

4.1.4.1. Le site de Bois Jésus (BJE)

Le forage BJE9P (*cf*. § 2.6.1.1), étudié par Cyprien-Chouin et Visset (2006a), a permis de prélever une colonne sédimentaire de 400 cm dont la lithostratigraphie est très similaire à celle de BJE9. Dans cette séquence pollinique 6 ZAP ont été discriminées grâce à 5 datations ^{14}C, couvrant une période allant du Préboréal jusqu'au Subatlantique, avec un hiatus pollinique durant la fin de l'Atlantique et le Subboréal (Tab. 2.1 et Fig. 4.6).

A la base de la séquence, dans la **ZAP a**, entre 340 et 400 cm de profondeur, une végétation de type steppique en phase froide est observée sur les versants et plateaux, composée surtout de graminées (Poaceae) et d'armoises (*Artemisia*), ainsi que de *Filipendula* et d'Astéracées tubulées. Les pinèdes sont présentes et accompagnées de rares arbres tels le bouleau (*Betula*), le chêne (*Quercus*), le noisetier (*Corylus*) et le saule (*Salix*), qui signalent un début d'amélioration climatique. En fond de vallée, dans la zone humide, le peuplement végétal est constitué majoritairement de cypéracées (Cyperaceae), ainsi que de quelques aulnes (*Alnus*). La confrontation de ces données à d'autres sites du secteur de la Loire Moyenne permet d'attribuer un âge Préboréal à la **ZAP a** (*ibid*.).

La **ZAP b**, placée au Boréal (9276-8367 cal BP), est localisée entre 325 et 340 cm de profondeur. Cette zone est caractérisée par la présence, sur les versants et plateaux, d'une dynamique forestière avec le noisetier majoritaire, le développement du chêne et la décroissance du pin. La végétation herbacée qui dominait dans la zone précédente régresse, avec les graminées toujours présentes mais la quasi-disparition d'*Artemisia* ou de *Filipendula*. En fond de vallée les cypéracées sont dominantes (quasi disparition de l'aulne). Dans cette zone, le réchauffement climatique se poursuit donc.

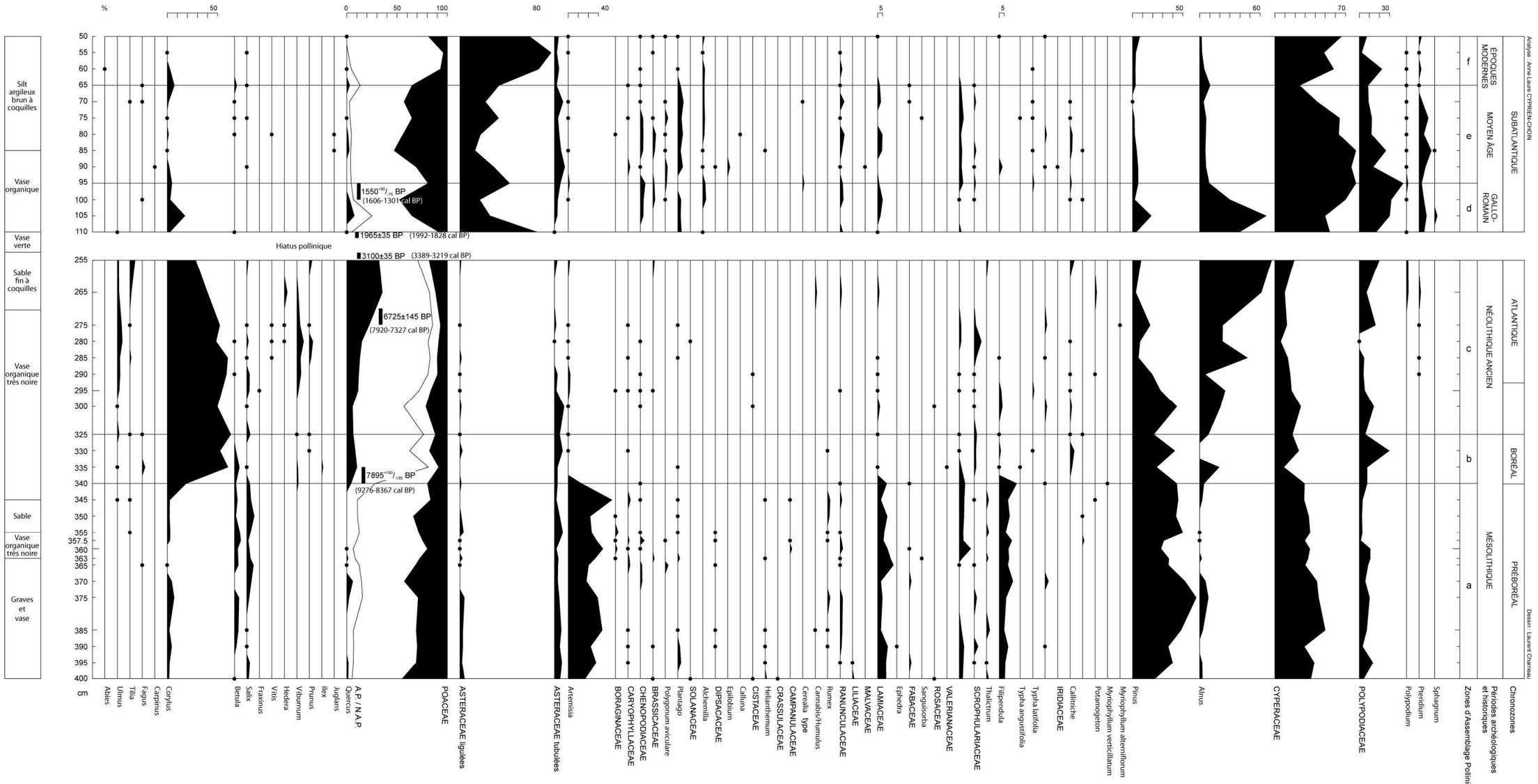


Figure 4.6 *: diagramme pollinique du forage BJE9P (modifié d'après Cyprien-Chouin et Visset., 2006a)*

La **ZAP c** (255 à 325 cm de profondeur) est associée à l'Atlantique (Néolithique ancien) (7920-7327 cal BP) (Fig. 4.6). La séquence montre une dominance de la forêt sur les versants et les plateaux, avec le noisetier toujours majoritaire, un développement du chêne (marqué entre 255 et 280 cm), mais aussi de l'orme (*Ulmus*), du tilleul (*Tilia*) et une forte régression du pin. Peu de changement dans la végétation herbacée sont identifiés par rapport à la zone précédente. Dans la zone humide l'aulne progresse (> 60 % en fin de zone) et le sous-bois à cypéracées se maintient. Le sédiment à tendance sableuse et à coquilles entre 270 et 245 cm de profondeur peut souligner l'existence d'un hiatus sédimentaire à 245 cm (*ibid*.)

Entre 110 et 245 cm de profondeur, soit sur près de 1/3 de l'épaisseur du forage BJE9P, les sédiments silto-argileux verdâtres à coquilles sont stériles en grains de pollen, même après plusieurs tentatives d'extraction (Fig. 4.6). Deux datations ^{14}C permettent de contraindre chronologiquement ce hiatus au Subatlantique, entre la fin de l'Âge du Bronze (3389-3219 cal BP) et la période gallo-romaine (1992-1828 cal BP).

La **ZAP d** (95 à 110 cm de profondeur), datée à 1550 $^{+80}/_{-75}$ BP à son sommet, correspond à la fin de la période gallo-romaine et au début du Haut Moyen-Âge. Sur les versants et les plateaux le milieu est beaucoup plus ouvert que dans la **ZAP c**, avec un pic jusqu'à ~ 30 % suivi d'une chute dans l'extension de la chênaie-corylaie. Les herbacées sont majoritaires : les Poaceae et Asteraceae ligulées présentent respectivement une extension et une diminution en parallèle avec le pic de la chênaie-corylaie. Des indices anthropiques d'activités pastorales ont été identifiés avec les Astéracées tubulées, *Plantago*, les Chenopodiaceae, Ranunculaceae et Lamiaceae. Une occurrence de céréale (*Cerealia*) est observée. Dans la zone humide, on observe un pic d'aulne en parallèle avec le pic des AP sur le diagramme pollinique et une forte proportion de cypéracées.

La **ZAP e** (65 à 95 cm de profondeur) correspond probablement au Moyen-Âge malgré l'absence de date. Dans cette zone le couvert forestier est quasi inexistant sur les versants et plateaux, alors que les signes d'élevage se renforcent avec le cortège des plantes rudérales. Les céréales sont présentes mais peu développées à proximité du site BJE. Le noyer (*Juglans*) est cultivé durant cette période. En fond de vallée, suite à sa chute à la fin de la **ZAP d**, l'aulne est peu présent. En partie supérieure de zone, les cypéracées chutent massivement, étayant l'hypothèse d'un assèchement (*ibid*.)

La **ZAP f** (45 à 65 cm de profondeur), qui pourrait correspondre à la fin du Moyen-Âge ou à l'Epoque moderne. Cette zone est caractérisée sur les versants et plateaux par des changements dans les proportions d'Asteraceae ligulées (proche de 90 %) alors que les Poaceae ont tendance à régresser. En fond de vallée la magnocariçaie se développe. Entre 0 et 45 cm de profondeur, aucune analyse n'a été effectuée dans le remblai anthropique (faciès RA).

Résumé *: l'analyse pollinique du forage BJE9P par Cyprien-Chouin et Visset. (2006a) a montré l'évolution de la végétation depuis le Préboréal jusqu'au Subatlantique (Epoque Moderne) (Fig. 4.6). Du Préboréal à l'Atlantique, en lien avec l'amélioration climatique du début de l'Holocène, le paysage végétal évolue d'une végétation steppique en phase froide (herbacées et pinèdes), avec des indices de réchauffement comme l'installation d'arbres mésothermophiles, vers une végétation forestière avec développement de la chênaie-*

corylaie sur les versants et de l'aulnaie associée à la magnocariçaie en fond de vallée. Un hiatus pollinique important allant d'une partie supérieure de l'Atlantique au milieu du Subatlantique est observé, malgré la présence de dépôts datés de la fin de l'Âge du Bronze à la période gallo-romaine (absence de dépôts datés du Subboréal). Depuis la période gallo-romaine le milieu est fortement anthropisé, très ouvert, voire très peu boisé depuis le Haut Moyen-Âge avec de forts indices d'élevage.

4.1.4.2. Le site de Charcenay (CHA)

Le forage CHA9P (*cf.* § 2.6.2.1), étudié par Cyprien-Chouin et Visset, 2006b, a permis de prélever une colonne sédimentaire de 388 cm dont la lithostratigraphie est très similaire à celle de CHA9 (Fig. 4.7). Dans cette séquence pollinique 13 ZAP ont été discriminées, couvrant une période allant du Préboréal jusqu'au Subatlantique contrainte par 5 datations ^{14}C (Tab. 2.1 et Fig. 4.7).

La **ZAP a**, située entre 378 et 388 cm de profondeur, montre une végétation steppique liée à un climat froid : sur les versants et plateaux (Fig. 4.7) des graminées sont présentes avec des armoises (*Artemisia*) et *Ephedra*. Les boisements (*Corylus* et *Betula*) sont très discrets et seul *Pinus* se signale nettement. Dans la zone humide le saule et les cypéracées sont présents. Cyprien-Chouin et Visset (2006b) rattachent chronologiquement cette zone à la fin du Tardiglaciaire (Dryas récent).

La **ZAP b** (345 à 378 cm de profondeur) est associée au Préboréal avec la date de 11202-10743 cal BP. Comme dans la zone précédente, c'est une végétation de type steppique en période froide qui domine sur les versants et plateaux, caractérisée par des Poaceae en nette extension, accompagnées d'armoises, de *Filipendula* et d'Astéracées tubulées. Les arbres comme le saule et le bouleau amorcent une progression tandis que le pin est en plein développement. Dans la zone humide, les cypéracées progressent tandis que l'extension rapide de *Myriophyllum verticillatum* (milieu d'eaux stagnantes ou dormantes plus ou moins profondes) témoigne de variations de régime hydrique entre les zones a et b (*ibid*.).

La **ZAP c** (310 à 345 cm de profondeur) possède toujours une végétation associée à un climat froid mais qui évolue vers le boisement sur les versants et plateaux. Les armoises disparaissent, les graminées varient par pics puis régressent ensuite. Les arbres se développent, y compris dans la zone humide : le bouleau s'intensifie, le pin oscille entre 60 et 90 % du nombre de grains de pollen et le saule atteint 70 % de la somme totale au détriment des cypéracées. Ce spectre de végétation permet de caler cette zone sur la fin du Préboréal (*ibid*.).

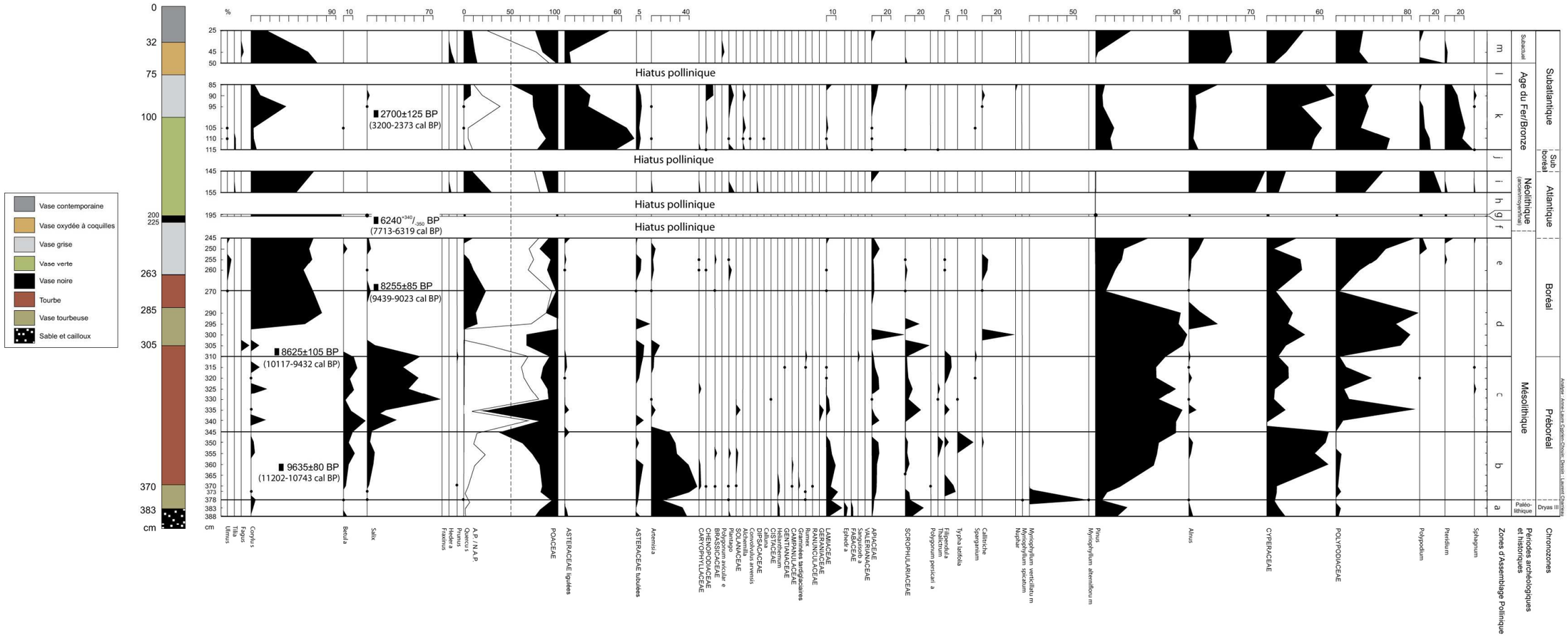


Figure 4.7 *: diagramme pollinique du forage CHA9P (modifié d'après Cyprien-Chouin et Visset, 2006b)*

La **ZAP d** (270 à 310 cm de profondeur) se trouve dans une première partie du Boréal avec la date de 10117-9432 cal BP (Fig. 4.7). Dans cette zone des changements de la végétation sont perceptibles. Sur les versants et les plateaux, les arbres mésothermophiles, témoins d'une amélioration climatique, se développent : c'est le cas du noisetier en très forte expansion (jusqu'à 70 à 80 % de la somme totale) et du chêne, en parallèle à une régression des prairies à graminées. Enfin, le pin chute abruptement. Dans la zone humide, en fond de vallée les cypéracées se maintiennent avec quelques aulnes, tandis que le saule et le bouleau disparaissent.

La **ZAP e** (245 à 270 cm de profondeur), associée à une seconde partie au Boréal avec la date de 9439-9023 cal BP, présente peu de différences par rapport à la zone précédente, hormis une régression et une disparition du chêne tandis que le pin se redéploye.

Les **ZAP f à i** sont calées dans l'Atlantique. Dans la **ZAP f**, datée vers 7713-6319 cal BP (première partie de l'Atlantique), le sédiment est stérile en pollens mais riche en micro charbons sur 50 cm d'épaisseur entre 195 et 245 cm de profondeur. La **ZAP g**, constitue un horizon centimétrique à 195 cm de profondeur où les pollens, préservés, indiquent une dominance du noisetier tandis que les autres espèces sont insignifiantes. Dans la **ZAP h**, à l'instar de la zone f, le sédiment est stérile en pollens fossiles et contient un grand nombre de charbons, sur 40 cm d'épaisseur entre 155 et 195 cm de profondeur. Enfin, dans la **ZAP i**, le contenu pollinique préservé sur 10 cm d'épaisseur entre 145 et 155 cm de profondeur montre une dominance des boisements (surtout le noisetier avec le chêne) sur les versants et plateaux, tandis que les prairies à graminées ont tendance à progresser. En fond de vallée, l'aulne est majoritaire et accompagné de cypéracées en expansion

Dans la **ZAP j** (115 à 145 cm de profondeur), le sédiment est à nouveau stérile en grains de pollen avec la présence de nombreux charbons (Fig. 4.7). Un âge Subboréal pour ces dépôts est proposé avec réserve par Cyprien-Chouin et Visset (2006b), mais après discussion avec les auteurs et en comparaison avec les autres sites, ces dépôts pourraient correspondre plus probablement à la partie terminale de l'Atlantique et/ou initiale du Subatlantique.

Les **ZAP k à m** correspondent au Subatlantique. Dans la **ZAP k** (85 à 115 cm de profondeur), un grand changement est observé par rapport à la zone i avec, sur les versants et les plateaux, un milieu ouvert et moins boisé. Le noisetier, peu visible en début de zone, montre un pic jusqu'à 30 % pour chuter à nouveau en fin de zone, où le chêne se maintient. Les prairies à graminées sont en expansion, accompagnées par le cortège des rudérales, comme les Asteraceae ligulées (importantes en début de zone) et quelques Asteraceae tubulées, Chenopodiaceae et *Plantago*, qui suggèrent clairement d'après la présence d'activités d'élevage à proximité du site CHA. Dans la zone humide, les cypéracées dominent et l'impact anthropique est pressenti à travers la faible importance de l'aulnaie. La date de 3200-2373 cal BP permet de situer cette zone à cheval sur l'Âge du Bronze et l'Âge du Fer, malgré l'importante incertitude sur la date.

Dans la **ZAP l** (50 à 85 cm de profondeur), à l'instar des zones f, h, et j, le sédiment est dépourvu de pollens fossiles mais riche en microcharbons.

La **ZAP m** (25 à 50 cm de profondeur) montre une forte décroissance du noisetier, tandis que les chênes sont peu nombreux. Comme dans la zone k, les graminées sont en expansion ainsi que les Asteraceae ligulées.

Le pin se développe de nouveau, ce qui pourrait signifier l'existence de plantations à partir du XVIII^{e} siècle AD. En fond de vallée, le peuplement végétal est constitué d'aulnes et de cypéracées.

Les dépôts compris dans les 25 cm supérieurs du forage, oxydés, n'ont pas permis la conservation du contenu pollinique.

Résumé : *l'analyse de la séquence pollinique du forage CHA9P par Cyprien-Chouin et Visset. (2006b) a montré une évolution non continue du paysage végétal depuis le Préboréal jusqu'au Subatlantique, entrecoupée de hiatus polliniques durant l'Atlantique, le Subboréal et le début du Subatlantique (155 cm d'épaisseur cumulée de sédiments stériles en pollens, soit près de 40 % de l'épaisseur totale du forage) (Fig. 4.7). Du Préboréal à l'Atlantique, en lien avec l'amélioration climatique du début de l'Holocène, le paysage végétal évolue d'une végétation steppique en phase froide (herbacées et pinèdes) à une végétation forestière avec développement de la chênaie-corylaie sur les coteaux, notamment à partir du Boréal, tandis que les cypéracées dominent dans la zone humide. Durant l'Atlantique le sédiment est le plus souvent dépourvu en pollens fossiles, sauf sur deux minces couches attribuées à l'Atlantique, où sont observées la dominance de la chênaie-corylaie (déclin du pin) sur les versants et plateaux et de l'aulnaie accompagnée de cypéracées dans la zone humide. Suite au hiatus d'information pollinique couvrant la fin de l'Atlantique et le Subboréal, la séquence montre au Subatlantique (Âge du Bronze et Âge du Fer) un milieu ouvert et anthropisé sur les versants, influencé par les activités d'élevage, tandis qu'en fond de vallée l'aulne est peu présent et les cypéracées dominent. Un hiatus pollinique couvre probablement l'Antiquité et le Moyen-Âge et la partie supérieure du forage montre qu'ensuite, après une expansion de la chênaie-corylaie, celle-ci décroit tandis que le pin (plantations) et les prairies à graminées s'étendent.*

4.1.4.3. Le site de Riabelais (RIA)

Le forage RIA3P (*cf.* § 2.6.4.1) étudié par Cyprien et Visset (2007) a permis de prélever une colonne sédimentaire de 388 cm dont la lithostratigraphie est très similaire à celle de RIA3 (Fig. 4.8). Dans cette séquence pollinique 4 ZAP ont été discriminées, couvrant avec 6 datations ^{14}C, une période allant de l'Atlantique (Néolithique ancien) au Subatlantique (actuel) (Tab. 2.1 et Fig. 4.8). Sur ce site, le pin (*Pinus*), l'aulne (*Alnus*) et les cypéracées (Cyperaceae) ont été exclus de la somme totale afin de ne pas masquer la représentation pollinique des autres espèces.

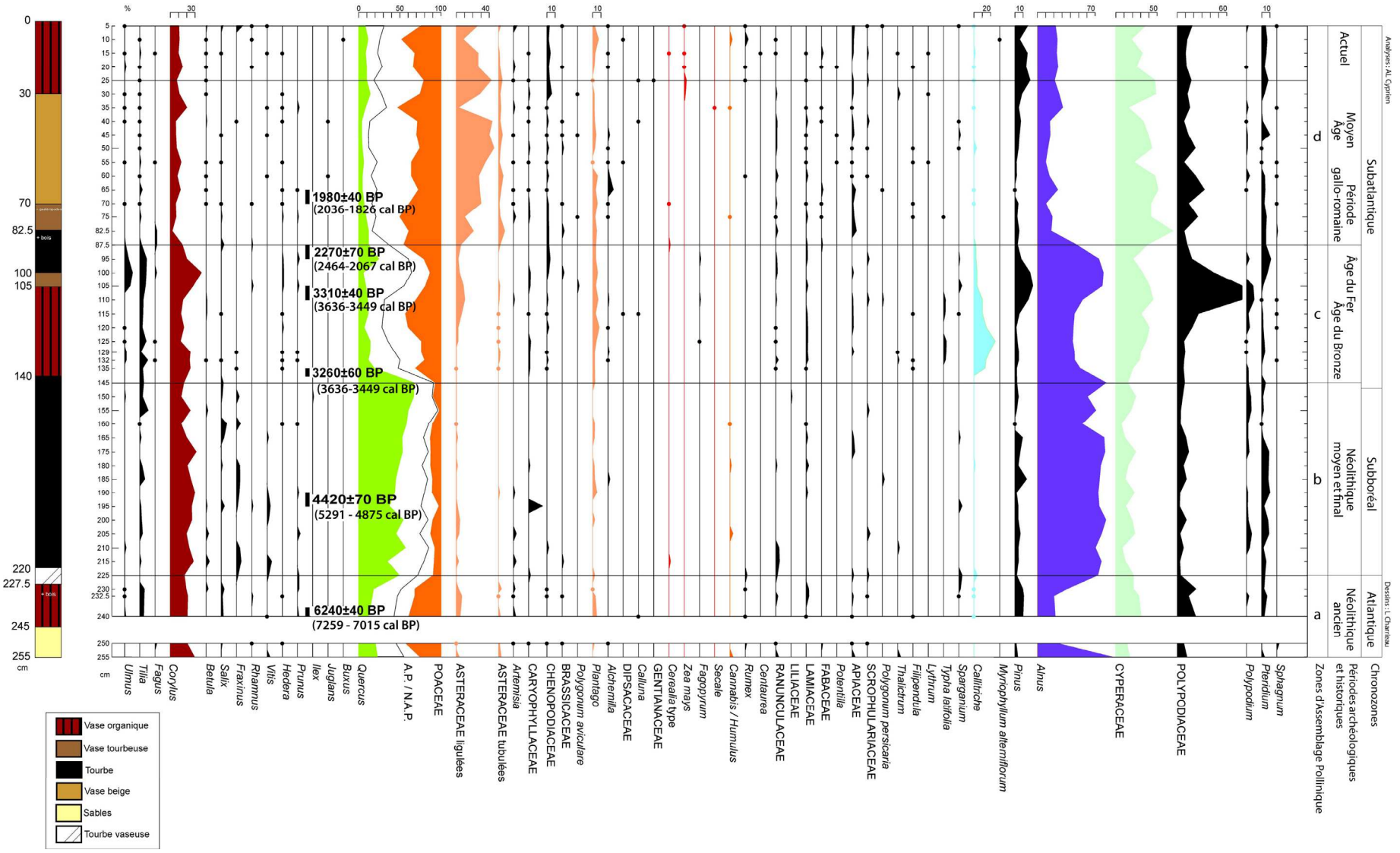


Figure 4.8 *: diagramme pollinique du forage RIA3P (modifié d'après Cyprien et Visset, 2007)*

La **ZAP a**, associée à la partie terminale de l'Atlantique (Néolithique ancien) (date à 7259-7015 cal BP), est localisée à la base du forage entre 225 et 255 cm de profondeur. Sur les versants et plateaux (Fig. 4.8), le paysage est peuplé de noisetiers (*Corylus*) et de chênes (*Quercus*), tandis que les prairies à graminées (Poaceae) régressent en fin de zone. Dans les lieux humides en fond de vallée, les aulnaies (*Alnus*) sont installées et accompagnées de cypéracées (Cyperaceae). Entre 240 et 250 cm de profondeur, dans une passée plus sableuse, les sédiments ne contiennent pas de grains de pollen.

La **ZAP b** (145 à 225 cm de profondeur) est attribuée au Subboréal (Néolithique moyen et final) avec la date 5291-4875 cal BP. Durant cette période des changements dans les peuplements végétaux s'opèrent. Sur les versants et plateaux, le chêne devient majoritaire, accompagné de noisetier, mais aussi de tilleul (*Tilia*) et de frêne (*Fraxinus*). A 215 cm de profondeur, un grain de pollen de céréale (*Cerealia*) est identifié. Les aulnaies envahissent les zones humides, accompagnées d'un sous bois de cypéracées, ce qui traduit une augmentation de l'humidité (*ibid*.).

La **ZAP c** (87,5 à 145 cm de profondeur) est associée à la première partie du Subatlantique, c'est à dire l'Âge du Bonze et l'Âge du Fer, sans que ces périodes ne soient aisément distinguables (dates de 3630-3376 cal BP, 3636-3449 cal BP et 2464-2067 cal BP). Dès le début de cette période (Âge du Bronze), d'importantes modifications de la végétation apparaissent. Sur les versants et plateaux est observée une régression considérable du chêne, due à des coupes anthropiques et aboutissant à une ouverture du milieu (*ibid*.). Le noisetier et le tilleul, accompagnés de l'orme (*Ulmus*), subsistent toutefois. Les graminées et les plantes rudérales (Astéracées ligulées, *Plantago*, Ranunculaceae, Lamiaceae) se développent et attestent de la mise en place d'une activité d'élevage, de même que les quelques occurrences de sarrasin (*Fagopyrum*) sont signes de cultures. Dans la zone humide, l'aulnaie diminue temporairement au profit des cypéracées, tandis que développement momentané de plantes aquatiques comme *Callitriche* et *Sparganium* indique un accroissement certain de l'humidité dans cette zone (*ibid*.).

La **ZAP d** (0 à 87,5 cm de profondeur) correspond à la seconde partie du Subatlantique (période gallo-romaine jusqu'à l'actuel). La date de 2036-1826 cal BP (période gallo-romaine), à la partie inférieure de cette zone entre 65 et 70 cm de profondeur, donne un âge gallo-romain, mais les limites chronologiques pour les périodes plus récentes ne peuvent précisées. Sur les versants et plateaux le milieu reste ouvert, avec le chêne et le noisetier qui se maintiennent jusqu'aux périodes actuelles. Les prairies à graminées, accompagnées de composées (surtout Asteraceae ligulées) sont en très forte expansion, avec la présence d'Asteraceae tubulées, d'armoises (*Artemisia*), de Chenopodiaceae et d'alchémilles (*Alchemilla*). Ce cortège de plantes indique une activité d'élevage importante à partir de l'époque gallo-romaine, mais quelques cultures sont également identifiées à cette époque, notamment des céréales, avec du seigle (*Secale*), de la vigne (*Vitis*), du noyer (*Juglans*) et du chanvre (*Cannabis-Humulus*). A des périodes plus récentes le maïs (*Zea mays*) est observé. En fond de vallée, le peuplement végétal est surtout constitué de cypéracées, tandis que l'aulnaie régresse fortement par rapport à la zone c, ce qui pourrait traduire des coupes anthropiques.

L'analyse de la séquence pollinique du forage RIA3P par Cyprien et Visset (2007) a montré une évolution assez continue du paysage végétal depuis l'Atlantique supérieur

jusqu'au Subatlantique (période actuelle) (Fig. 4.8). De la fin de l'Atlantique au Subboréal, le paysage a évolué vers une prédominance de la chênaie-corylaie sur les versants et plateaux et de l'aulnaie en fond de vallée. Depuis le début du Subatlantique jusqu'à l'actuel, l'ouverture du milieu est manifeste et conjointe à la mise en place d'activités agro-pastorales. A partir de la période gallo-romaine, une extension des activités d'élevage est observée, en parallèle au développement de cultures, tandis qu'en fond de vallée des coupes drastiques dans l'aulnaie sont probables.

4.1.5. Signification des hiatus polliniques dans les séquences analysées

Des hiatus polliniques (dépôts stériles en contenu pollinique) sont observés dans les forages BRO-S1 (Fig. 4.3), BRO-S8 (Fig. 4.4), BJE (Fig. 4.6) et CHA (Fig. 4.7). Puisque l'étude des pollens est précieuse dans les reconstructions paléoenvironnementales, il convient aussi de se pencher sur la signification de ces hiatus polliniques. De manière générale, un dépôt stérile en contenu pollinique indique que celui-ci a été dégradé, quelque soit l'âge de l'un ou de l'autre.

Dans le cas de la Choisille, la répartition chronologique des hiatus polliniques ne montre pas de tendance homogène : la non-préservation des pollens n'est donc pas directement liée à une évolution dynamique particulière de la rivière au cours d'une période passée bien définie. Les hiatus recouvrent ainsi la partie supérieure du Préboréal jusqu'à la première partie du Subatlantique à BRO-S8 (Fig. 4.4), la partie supérieure du Boréal à la première partie du Subatlantique à BRO-S1 (Fig. 4.3), l'Atlantique à la première partie Subatlantique à CHA (Fig. 4.7) et la première partie du Subatlantique à BJE (Fig. 4.6). Les niveaux datés de l'Atlantique et dépourvus de contenu pollinique sont généralement riches en micro-charbons ligneux, sans qu'un lien puisse être suggéré. En l'occurrence, les valeurs de la susceptibilité magnétique dans les niveaux de l'Atlantique (*cf.* § 3.3) ne sont pas spécifiquement plus élevées, et il est donc peu probable que le contenu pollinique ait été dégradé par une pratique répétée d'incendies dans le fond de vallée.

Dans un bassin versant fluviatile, les pollens fossilisés dans les sédiments des plaines alluviales sont en partie allochtones : ils sont issus du ruissellement sur les versants en amont, ont été en partie charriés par les eaux courantes puis déposés dans différents sites sédimentaires ; ils peuvent également être issus de retombées atmosphériques et de

provenance extra-locale. Les pollens fossilisés peuvent être aussi autochtones (parfois en grande partie) et issus des retombées de la végétation de la plaine alluviale ou des bas de versant (voir Reille, 1990). De manière générale, une importante partie du contenu pollinique est détruite avant son incorporation dans le sédiment (Campbell, 1999). Relativement au contexte lacustre, le contexte fluviatile est moins favorable à la conservation des pollens, puisque ces derniers sont en grande partie exportés par les eaux courantes en aval du bassin : ils sont généralement mieux préservés dans des sites sédimentaires comme les plaines et bassins d'inondation lors des décrues et les chenaux abandonnés. Dans les périodes passées, la préservation des grains de pollen, depuis leur émission jusqu'à leur archivage dans les sédiments, a pu être sélective suivant les taxons considérés et/ou selon les caractéristiques paléoenvironnementales ambiantes : par exemple lorsque le couvert végétal fut important, le temps de résidence sur les versants et la dégradation des pollens ont pu être augmentés (*ibid*.).

Ces éléments n'expliquent toutefois pas l'absence totale de contenu pollinique dans certains niveaux du remplissage sédimentaire de la Choisille, relativement à d'autres où ils sont préservés : une dégradation post-dépôt plus marquée du contenu pollinique est très probable. L'oxydation est le principal facteur de dégradation des pollens, relativement à d'autres facteurs physico-chimiques comme l'alcalinité par exemple (Tian *et al.*, 2009), surtout pour le contexte naturel de surface. Consécutivement à l'oxydation, la dégradation peut être accentuée par des processus biochimiques (bactéries, champignons) (Havinga, 1964, in : Campbell, 1999), ces processus étant bien développés dans un contexte de pédogénèse. L'alternance de conditions sèches et humides est probablement, en contexte superficiel, le principal facteur de dégradation des pollens (Campbell, 1999) ; en contexte fluviatile, les variations d'humidité dans les dépôts alluviaux sont directement liées aux variations épisodiques, mais marquées, de la nappe phréatique dans les alluvions. Ces variations hydrogéologiques pourraient expliquer la dégradation totale des pollens dans certains niveaux : la présence de hiatus peut donc avoir une signification paléoenvironnementale particulière.

Selon les secteurs considérés, les couches sans pollens se trouvent sensiblement aux mêmes profondeurs dans les forages : entre 175 et 335 cm dans le secteur C, et entre 110 et 255 cm dans le secteur D (Fig. 4.9). Des niveaux centimétriques à pollens entrecoupent généralement les épaisses couches sans pollen, et ces dernières ne sont pas associées à un type de faciès sédimentaire particulier. Ces éléments montrent que la dégradation par oxydation des pollens s'est réalisée sur toute la largeur de la plaine alluviale aux mêmes cotes dans les

sites considérés, le contenu pollinique ayant cependant pu être préservé dans certains niveaux peu épais. Ceci traduit l'existence probable d'un front d'oxydation, épais d'environ 1,5 m (Fig. 4.9), ayant affecté des sédiments d'âges et de faciès différents. Cette dégradation par oxydation des pollens, probablement liée à des fortes variations saisonnières et/ou périodiques de la nappe phréatique, a pu se réaliser a une période indéfinie comprise entre la fin du Préboréal et jusqu'après le début du Subatlantique. Il est cependant assez probable qu'elle se soit réalisée dans la partie supérieure de cette période (Subboréal, début Subatlantique ?) puisque la pile de sédiments affectée de façon quasi-continue est souvent antérieure à cette période. Dans certains niveaux sédimentaires, plus riches initialement en pollens et/ou moins susceptibles à la dégradation (circulation des eaux dans la nappe, granularité ?), le contenu pollinique a cependant été en partie préservé au sein de ces couches sans pollens.

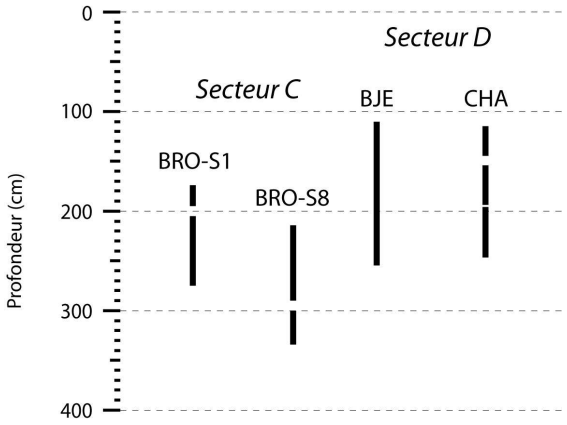


Figure 4.9 *: profondeur des hiatus polliniques observés dans les carottes sédimentaires des secteurs C et D*

Les séquences sédimentaires concernées peuvent éventuellement être recoupés par des lacunes de sédimentation (absence de dépôt et donc de pollens). En effet, l'étude des carottes sédimentaires a montré : l'existence d'un hiatus pollinique quasi-récurent couvrant la fin de l'Atlantique jusqu'au début du Subatlantique, des transitions abruptes de faciès sédimentaires et l'absence de date attestant d'un dépôt durant cette période. L'ensemble de ces éléments suggèrent donc l'existence d'une lacune sédimentaire recoupant les niveaux sans pollen.

Les hiatus polliniques apportent une information partielle sur les conditions de mise en place des dépôts sédimentaires ou de leur évolution post-dépôt. Ils indiquent tout d'abord une lacune sédimentaire probable entre la fin de l'Atlantique et le début du Subatlantique. Ils indiquent également l'existence probable d'un épais front d'oxydation dans le remplissage

alluvial : ce front résulte probablement de variations importantes du niveau de la nappe phréatique dans les alluvions, durant une période mal définie entre la fin du Préboréal et le début du Subatlantique, plus probablement au Subboréal et/ou au début du Subatlantique.

4.2. Evolution paléoécologique dans la partie aval du chenal de la Grande Choisille au cours du Préboréal : les données entomologiques

Les études entomologiques, notamment des assemblages fossiles de capsules céphaliques de larves de Chironomidés (Insecte, Diptère), peuvent être précieuses dans les reconstructions paléoenvironnementales et paléoécologiques appliquées au domaine fluviatile (Wilson, 1980 ; Lowe et Walker, 1997 ; Gandouin *et al.*, 2005 et 2006). Une capsule céphalique correspond à la partie dure de la tête de l'insecte : riche en chitine, elle est résistante à la dégradation et peut être archivée dans le sédiment à la mort d'un individu. Sur le même principe que les plantes pour la palynologie, chaque taxon de chironomidés possède des préférences écologiques particulières (température, intensité du courant, profondeur dans la tranche d'eau, végétalisation et eutrophisation) et les abondances relatives des différents types de capsules céphaliques dans une couche sédimentaire, représentant un assemblage de différents taxons (ou regroupement de taxons), permettent donc de préciser les conditions paléoenvironnementales initiales du dépôt.

Dans le bassin de la Choisille, une étude des assemblages fossiles de Chironomidés a été réalisée par E. Gandouin à l'Institut de Recherche sur la Biologie de l'Insecte (I.R.B.I.) de l'Université de Tours, avec la collaboration de J. Casas. Ces données ont été exploitées par Dellile et Augé (2009) dans un mémoire de Master 1 de l'Université de Marseille, sous la direction d'E. Gandouin.

4.2.1. Aspects méthodologiques

L'étude a porté sur 26 échantillons du forage CHA9 (transect CHA, *cf.* § 2.6.2.1), répartis entre 388 et 0 cm de profondeur. Un traitement adapté des sédiments, décrit par Dellile et Augé (2009), a permis le filtrage et l'extraction des capsules céphaliques, leur tri et leur montage entre lame et lamelle, leur identification par microscopie photonique suivi du traitement des données acquises.

4.2.2. Résultats de l'étude des fossiles de Chironomidés

Sur un total de 26 échantillons analysés, seuls 10 échantillons contiennent des Chironomidés. Ces dix échantillons sont issus d'une séquence sédimentaire à la partie inférieure du forage, entre 343 et 388 cm de profondeur, dans des faciès organiques (Fig. 2.44).

L'analyse palynologique de la séquence par Cyprien-Chouin et Visset (2006b) a montré qu'elle pouvait être attribuée à la fin du Dryas récent (entre 378 et 388 cm de profondeur) et à la première partie du Préboréal (entre 345 cm et 378 cm) (Fig. 4.7). Au dessus de 343 cm et jusqu'à la surface, les sédiments sont stériles en capsules céphaliques.

Le diagramme des assemblages de taxons de Chironomidés (Fig. 4.10) a été discuté par Dellile et Augé (2009). D'après une analyse par cluster, ces auteurs ont délimité deux zones (Z1 et Z2) qui montrent des tendances différentes dans les moitiés inférieure (Z1) et supérieure (Z2) de la séquence étudiée. En parallèle, ils proposent un graphique de répartition des Chironomidés selon leur préférendum écologique (Fig. 4.11).

Dellile et Augé (2009) montrent, sur l'ensemble de la séquence, une dominance des taxons d'eaux tempérées (d'un point de vue thermique) et souvent caractéristiques de milieux mésotrophes à eutrophes (Chironomini), ainsi que des taxons typiques de milieux fortement végétalisés (Orthocladiinés).

A la partie inférieure de la séquence, dans la **Z1**, certains taxons (*Tanytarsus lugens* type *et Corynocera olivera* type) marquent la persistance de conditions climatiques froides. Le milieu est essentiellement colonisé par des taxons indicateurs d'un milieu aquatique fortement végétalisé de macrophytes (tel *Dicrotendipes* spp., *Microtendipes, Polypedilum nubeculosum*), et/ou indicateurs d'un milieu lentique (tel *Phaenospectra flavipes* type) et eutrophe. Enfin, les larves de Simuliidae, inféodées aux pierres en partie immergées dans des eaux douces à courant rapide (lotique), sont encore présentes mais en déclin (Fig. 4.10 et 4.11).

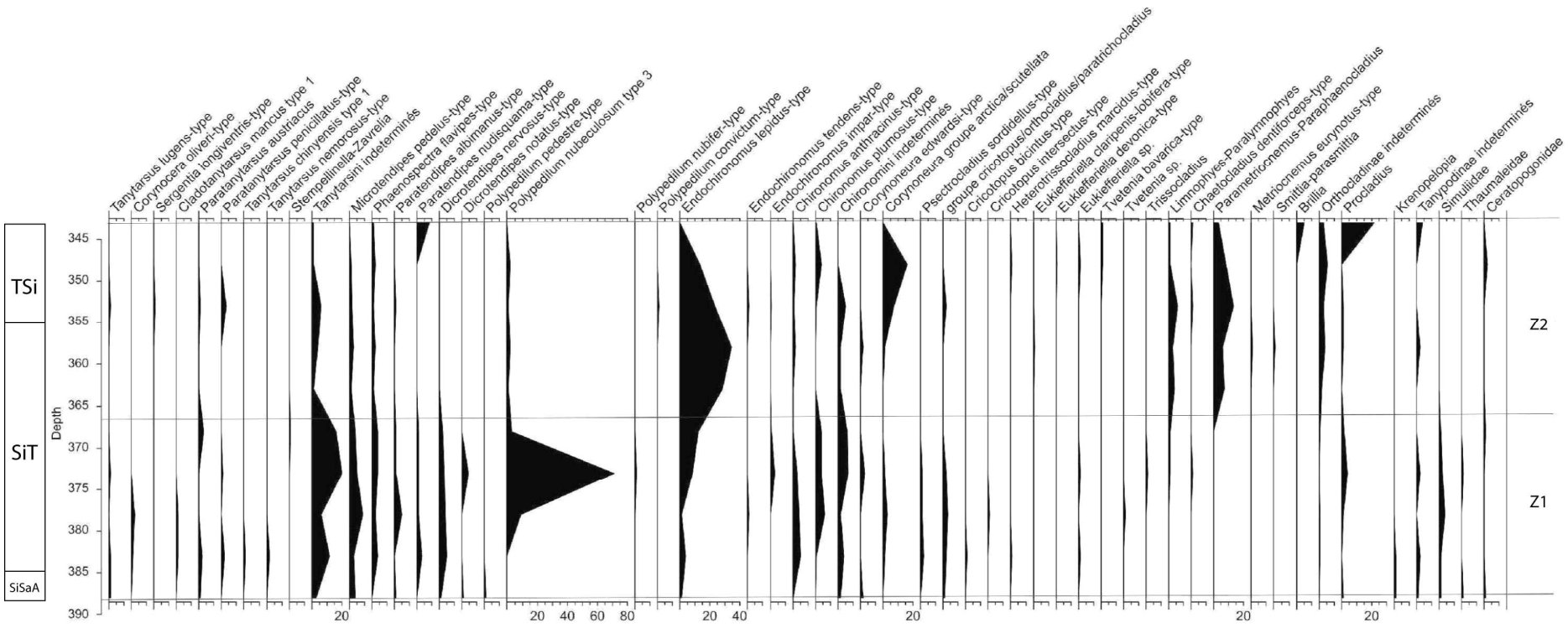


Figure 4.10 *: diagramme des assemblages fossiles en Chironomidés sur le forage CHA9 (modifié d'après Dellile et Augé, 2009)*

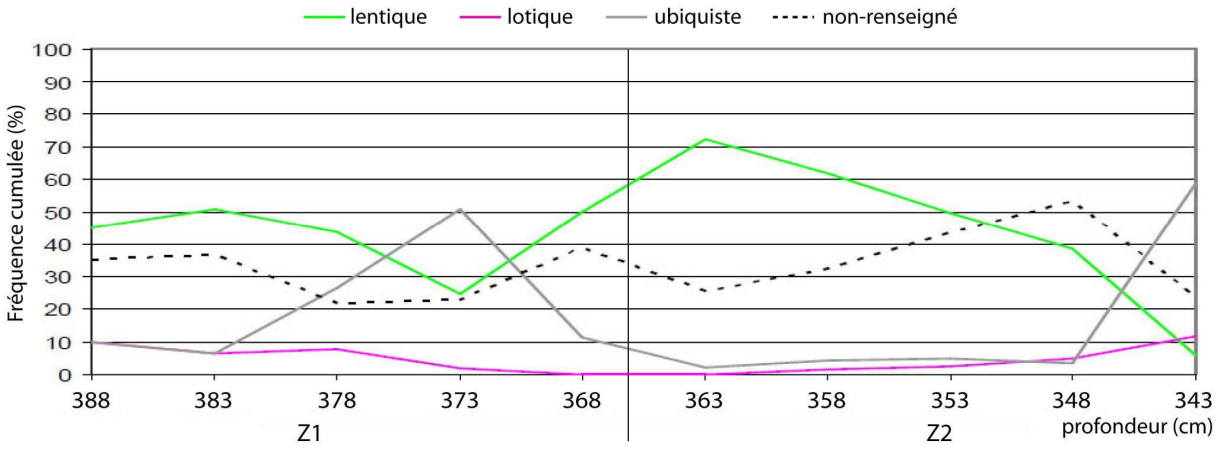


Figure 4.11 *: pourcentages de répartition des Chironomidés selon leur préférendum écologique dans le forage CHA9 (modifié d'après Dellile et Augé, 2009)*

Dans la **Z2**, le milieu est colonisé par des taxons indicateurs d'eaux eutrophes toujours fortement végétalisées par les macrophytes (*Endochironomus lepidus)*, voire complètement recouvertes par les végétaux (groupe *Corynoneura arctica/scutellata*). La présence de taxons d'eaux de milieux lentiques très peu profondes, semi-terrestres ou terrestres (groupes *Parametriocnemus/Paraphaenocladius* et *Lymnophyes/Paralymnophyes,* larve de Cératopogonidés), ainsi que la présence de taxons pouvant survivre en conditions d'anoxie (*Procladius*), traduisent une tendance à un assèchement partiel du milieu, assez prononcé vers le sommet de la Z2. Dans ce sommet de zone, certaines espèces de milieu lotique réapparaissent (*Paratendipes nudisquama*-type) (Fig. 4.10 et 4.11).

En résumé, l'analyse des Chironomidés sur une séquence basale non stérile du forage CHA9 a permis de montrer l'existence d'un milieu aquatique tempéré, végétalisé, eutrophisé, et à eaux peu courantes voire stagnantes. Ces caractéristiques s'accentuent jusqu'au sommet de la séquence où des indices marqués d'un assèchement partiel du milieu apparaissent. Suite à cette baisse du niveau d'eau moyen au cours du Préboréal, les conditions environnementales dans le chenal n'auraient plus été favorables au développement des Chironomidés sur ce site, ce qui pourrait expliquer le caractère stérile des échantillons sus-jacents.

4.3. Caractéristiques générales de l'occupation humaine dans le bassin versant depuis le Paléolithique : les données archéologiques et historiques

L'occupation du sol par les humains, depuis la révolution néolithique, est un facteur environnemental susceptible d'avoir influencé fortement l'érosion des sols sur les versants et la sédimentation associée dans les fonds de vallée. Ce chapitre a pour but de présenter les grands traits de l'occupation humaine dans le bassin, afin de donner un cadre général aux relations homme-milieu en comparant différentes zones du bassin à différentes époques : il ne se substitue pas à un travail d'archéologues, plus compétents en la matière.

4.3.1. Généralités

Les données archéologiques et historiques présentées ci-après pour le bassin de la Choisille sont fondées essentiellement sur des rapports réalisés dans un cadre universitaire ou d'archéologie préventive. Les résultats présentés dans ces rapports ont été obtenues suivant différentes méthodes : prospections pédestres (Laboratoire Archéologie et Territoires de l'Université de Tours, UMR 6173 CITERES, et Service Régional de l'Archéologie Centre), prospections mécaniques (Service Archéologique du Conseil Général d'Indre et Loire, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives) et étude de sources écrites (Laboratoire Archéologie et Territoire). Ils peuvent donc renseigner à un niveau spatial ponctuel (évolution d'un site au cours du temps, donnée par les prospections mécaniques et les sources écrites) ou plus large géographiquement (évolution de la mise en valeur de l'espace, donnée par les prospections pédestres et les sources écrites). Ces deux aspects ne sont pas toujours évidents à concilier pour présenter une vision globale de l'occupation humaine dans le bassin à une époque donnée. Certaines zones (vers Chanceaux-sur-Choisille par exemple, Fig. 1.2) ont fait l'objet d'un plus grand nombre d'études archéologiques et sont mieux documentées que d'autres (nord de St-Roch dans le secteur B, Fig. 1.2 et 1.21), faussant ainsi l'image générale, ou plus locale, qui peut être donnée de l'occupation humaine. Ceci ne signifie donc pas pour autant que cette occupation ait été systématiquement moins intense ou plus discontinue au cours du temps dans les secteurs peu documentés, qui sont souvent assez boisés actuellement.

Un inventaire et un géoréférencement des sites archéologiques identifiés dans le bassin versant de la Choisille ont été réalisés par Beurtheret (2006), sur une surface correspondant

aux limites administratives de 8 communes (Fig. 4.12). Ces dernières sont principalement localisées aux abords de la vallée principale : Nouzilly, Cérelles, Chanceaux-sur-Choisille, St-Antoine-du-Rocher, Mettray, la Membrolle-sur-Choisille, Fondettes et St-Cyr-sur-Loire (Fig. 1.2). Les cartes réalisés par Beurtheret (2006) mettent en évidence la répartition des sites inventoriés selon 6 périodes archéologiques ou historiques définies par cet auteur : sites préhistoriques (-3 Ma à ~ 4,5 ka BC), sites protohistoriques (~ 4,5 ka BC à la fin du I^{er} siècle BC), sites gallo-romains (I^{er} au V^{e} siècle AD), sites médiévaux (VI^{e} au XV^{e} siècle AD), sites modernes (XVI^{e} au XVIII^{e} siècle AD) et sites contemporains (XIX^{e} AD à nos jours) (Fig. 4.12). Des prospections archéologiques systématiques, réalisées après 2006 par Ferdière *et al*. (2007) et Poirier (2008) (Laboratoire Archéologie et Territoires) en partie amont (secteur A) et médiane (à proximité du secteur C, vers Chanceaux-sur-Choisille) du bassin de la Choisille ne sont pas mentionnées sur la Figure 4.12 mais feront l'objet de précisions ci-après.

Dans le bassin de la Choisille, la présence des humains est attestée depuis le Paléolithique jusqu'à nos jours. La densité de sites localisés, toutes époques confondues, varie beaucoup suivant les zones considérées. De manière générale, les sites archéologiques identifiés sont relativement moins nombreux au nord, dans la zone de la gâtine (Fig. 1.17) (commune de Nouzilly par exemple), et sur les communes de La Membrolle-sur-Choisille et Mettray dans la moitié aval du bassin (Fig. 4.12). La plus forte densité de sites identifiés, toutes époques confondues, est observée sur la commune de Chanceaux-sur-Choisille, sans doute parce que les prospections y furent nombreuses en raison de la présence d'une agglomération secondaire antique (voir ci-après) : une occupation plus continue de la Préhistoire jusqu'à l'actuel y est donc observé, à la différence d'autres secteurs moins documentés comme vers Nouzilly ou dans le secteur B.

4.3.2. Préhistoire

L'occupation préhistorique, allant du Paléolithique ancien (-3 millions d'années) au Néolithique moyen (~ 4500 ka), est attestée dans l'ensemble du bassin. L'âge des sites identifiés (48 sites sur le carte Fig. 4.12) n'est pas toujours déterminé, mais ils sont généralement attribués au Néolithique. En Touraine, le paléolithique moyen à supérieur est principalement représenté par les industries moustérienne, solutréenne et magdalénienne (Marquet, 1999).

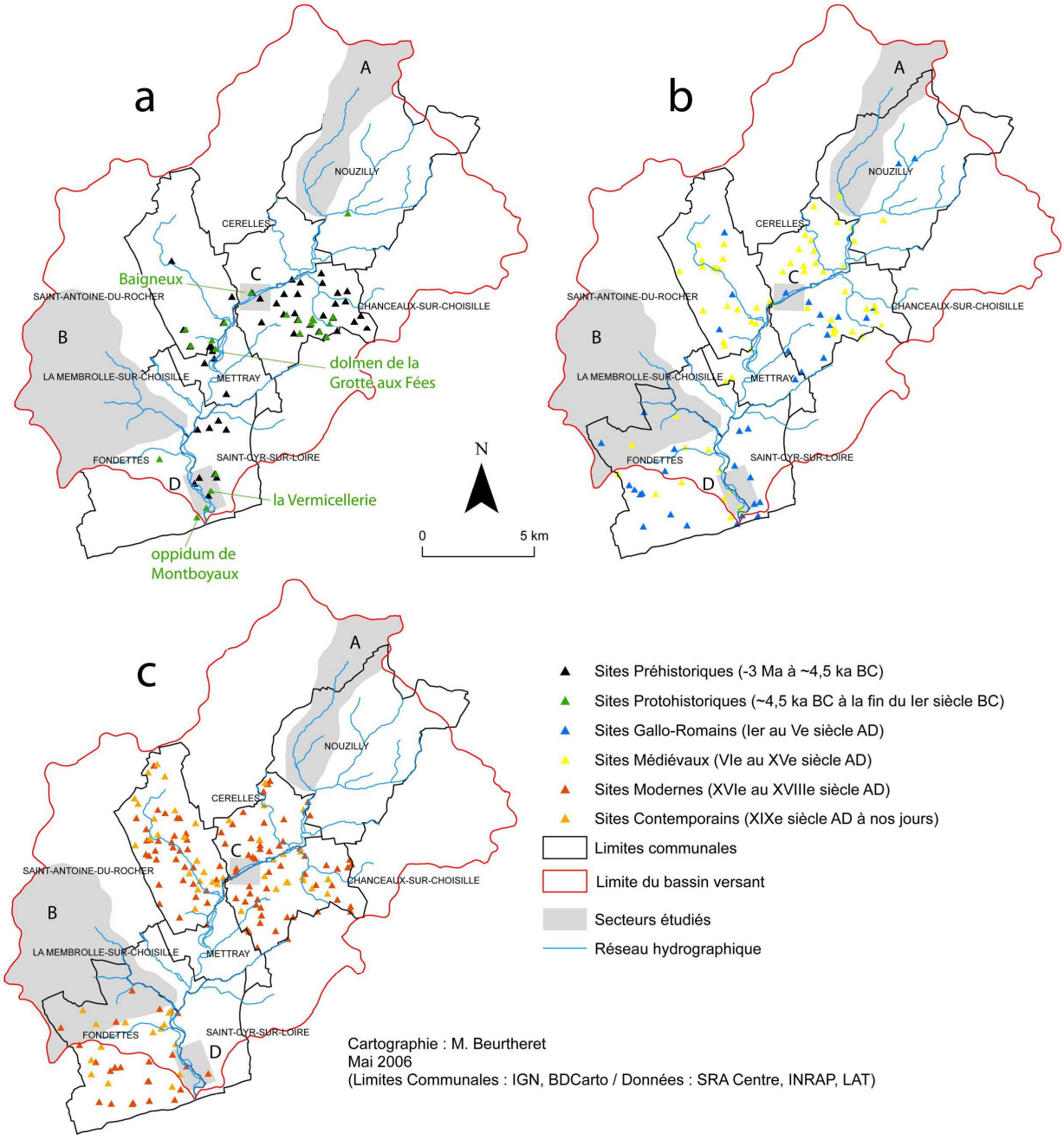


Figure 4.12 *: localisation par grandes périodes chrono-culturelles des sites archéologiques inventoriés dans 8 communes du bassin de la Choisille (Nouzilly, Cérelles, Chanceaux-sur-Choisille, St-Antoine-du-Rocher, Mettray, la Membrolle-sur-Choisille, Fondettes et St-Cyr-sur-Loire) (modifié d'après Beurtheret, 2006).*
a : sites préhistoriques et protohistoriques ; b : sites gallo-romains et médiévaux ; c : sites modernes et contemporains

Les sites identifiés sont caractérisés notamment par leur forte densité en silex taillés (outils et déchets lithiques) et se localisent essentiellement dans le secteur de Chanceaux-sur-

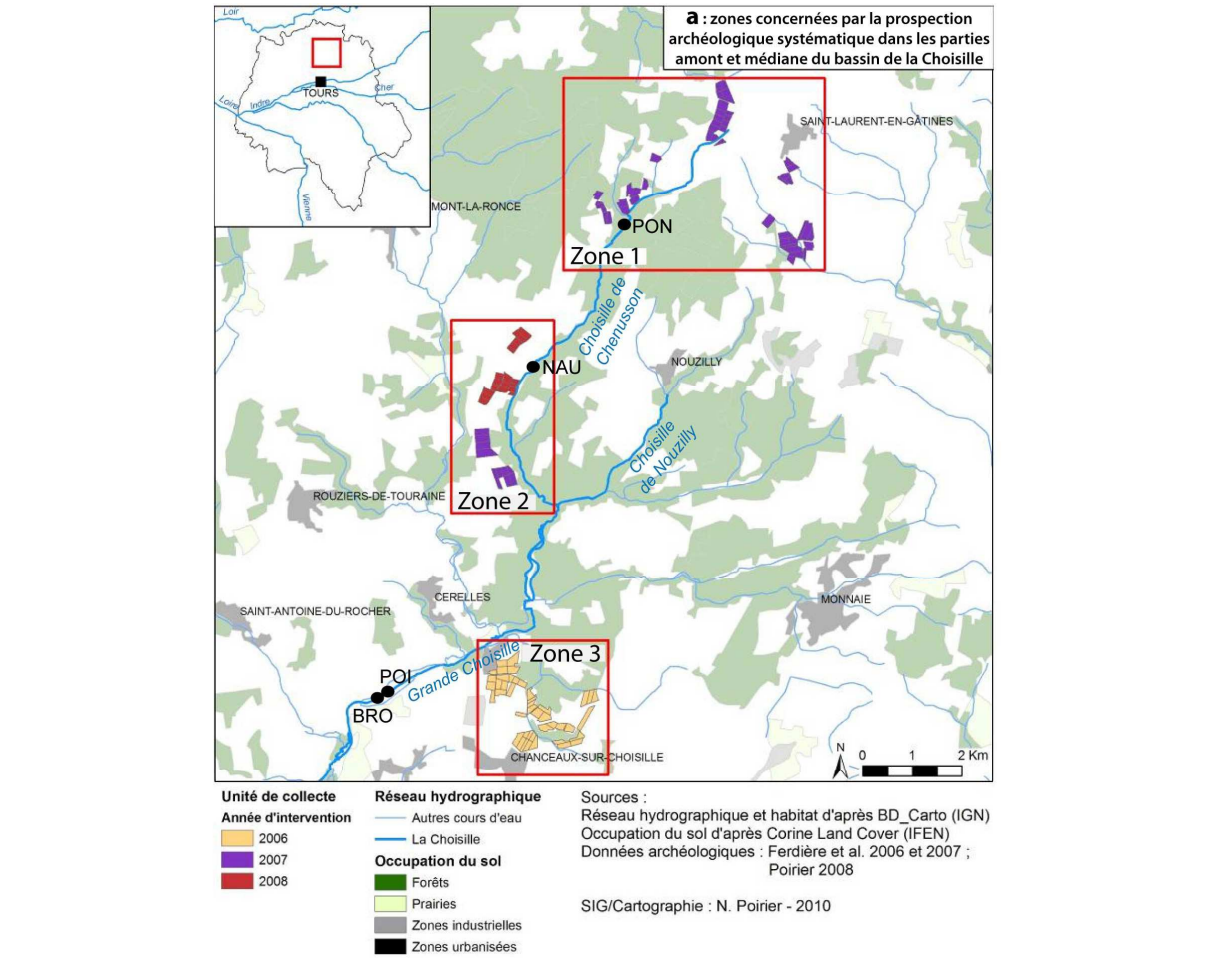
Choisille et le long de la vallée principale (Fig. 4.12 ; zone 3 Fig. 4.13). En partie nord du bassin, dans la gâtine, la fréquentation humaine durant cette période est faible à moyenne : vers Beaumont-la-Ronce (Fig. 2.2) (Rossignol, 2005), dans le secteur A (Fig. 1.21 ; zones 1 et 2 Fig. 4.13) (Poirier, 2008), et plus discrètement vers la commune de Nouzilly (Fig. 4.12) (Ferdière *et al*., 2007). La présence résiduelle d'un site néolithique est attestée sur la terrasse de Baigneux, dans le secteur C (Fig. 1.21 et 1.25) (Musch, 2008). Il existe peu de sites du Néolithique supérieur dans le bassin de la Choisille, car ils ont souvent été érodés et les fragments ont été remaniés sur les versants (Musch, INRAP, communication orale). Ces différents éléments montrent donc une présence assez diffuse des humains dans le bassin versant de la Choisille durant la Préhistoire.

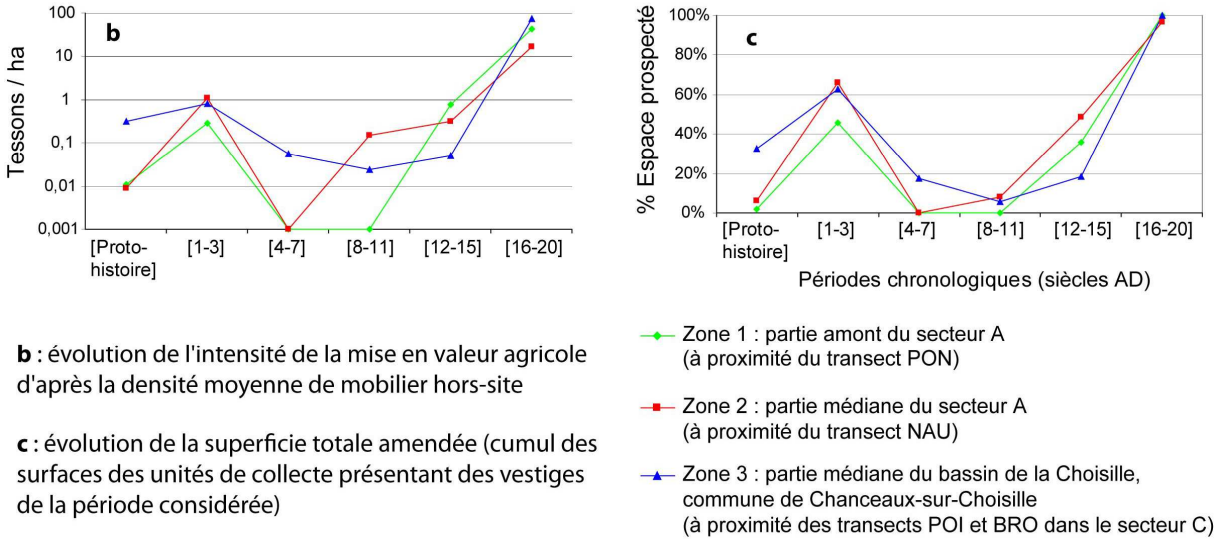
4.3.3. Protohistoire

L'occupation protohistorique, allant du Néolithique final (~ 4500 ka) à la Tène (fin I^{er} siècle BC), se caractérise notamment par la présence de sites où sont retrouvés des silex polis, des tessons de céramiques non-tournées et des vestiges de bâtiments, de sépultures et de mégalithes (18 sites sur la carte Fig. 4.12). Il existe des hétérogénéités dans l'occupation de l'espace à la protohistoire, et l'âge des sites protohistoriques n'a pu être systématiquement déterminé avec précision. Dans le secteur B, l'information manque pour cette époque.

Dans la gâtine au nord (Fig. 1.17), notamment dans le secteur A (Fig. 1.21), le matériel du Néolithique final peut être indéterminé, absent ou peu abondant (Ferdière *et al*., 2007 ; Poirier, 2008) (zones 1 et 2 Fig. 4.13). Durant le Néolithique final, l'occupation humaine est cependant attestée par la présence de mégalithes, comme le dolmen de la Grotte aux Fées sur le plateau de Mettray (Fig. 4.12).

La présence diffuse de sites de l'Âge du Bronze suggère qu'une mise en valeur agraire du territoire s'est effectuée à cette période. En effet, dans certaines zones, comme vers Chanceaux-sur-Choisille ou le long de la vallée principale, les sites de l'Âge du Bronze sont bien représentés. En particulier, des sites ont été mis en évidence sur le versant sud-est adjacent au transect BRO dans le secteur C (site de Baigneux) (Musch, 2008) ou à proximité de la terrasse de Palluau dans le secteur D (site de la Vermicellerie) (Gaultier, 2007 ; Gaultier, à paraître) (Fig. 4.12).





b : évolution de l'intensité de la mise en valeur agricole d'après la densité moyenne de mobilier hors-site

c : évolution de la superficie totale amendée (cumul des surfaces des unités de collecte présentant des vestiges de la période considérée)

Figure 4.13 *: localisation des zones concernées par la prospection archéologique systématique en partie amont et médiane du bassin de la Choisille (a), et dynamique d'occupation du sol dans ces zones aux périodes protohistorique et historique (b et c) (modifié d'après : Poirier, 2008 ; Poirier et al., soumis)*

Des tessons en densités relativement importantes, hors-site, correspondant à l'Âge du Bronze ou à l'Âge du Fer indéterminés ont également pu être collectés dans la partie aval (Champagne, 2007) et médiane (Chanceaux-sur-Choisille, zone 3 Fig. 4.13) de la Grande Choisille, ou dans la gâtine au nord du bassin versant, notamment dans le secteur A (Poirier, 2008) (zones 1 et 2 Fig. 4.13).

Relativement à l'Âge du Bronze, l'Âge du Fer se caractérise surtout par le développement de l'occupation des oppida, notamment à la Tène finale, bien que ces sites aient déjà été fréquentés depuis le Néolithique (Yvernault, 2007) (par exemple, l'oppidum de Montboyau en partie aval du bassin, Fig. 4.12).

4.3.4. Période gallo-romaine

Durant la période gallo-romaine (I^{er} au V^{e} siècle AD), les Romains ont pu sensiblement réorganiser l'espace rural (Ferdière, 1988). L'occupation humaine dans le bassin de la Choisille est caractérisée par un renforcement de l'exploitation agraire, en partie au sein des espaces mis en valeur durant la période protohistorique (Poirier, 2008). Les sites sont observés indifféremment sur les plateaux et dans la vallée (45 sites sur la carte Fig. 4.12).

La période antique est bien représentée en partie sud du bassin : pont sur la Loire à l'exutoire de la Choisille, port à St-Cyr-sur-Loire à la confluence avec la Loire, villas, voies romaines et divers vestiges (Yvernault, 2007). Des formes de parcellaires agricoles y ont également été mises en évidence sur les versants (Champagne, 2007), certains ayant pu être délimités par des fossés vers le V^{e} siècle (Gaultier, à paraître).

Dans la zone de Chanceaux-sur-Choisille (Fig. 4.12), en partie médiane du bassin, une agglomération secondaire antique s'est implantée.

En partie nord du bassin, en région de gâtine (dont le secteur A), la densité d'occupation gallo-romaine, suggérée principalement par la présence de tegulae lors des prospections de surface, semble relativement plus faible qu'en partie sud. Ce mobilier est cependant présent et en proportions relatives supérieures pour ce secteur à celles de la Protohistoire ou du Moyen-Âge (Ferdière *et al*., 2007 ; Poirier, 2008) (zones 1 et 2 Fig. 4.13), ce qui semble indiquer une mise en valeur agraire locale importante à cette période. Egalement, dans la gâtine, des activités métallurgiques ont existé entre le début de l'Antiquité et la fin du Moyen-Âge (sans précisions chronologiques), comme l'attestent la présence de

ferriers, caractérisés par leur densité en scories résultant d'une réduction du minerai en bas fourneau (*ibid*.).

4.3.5. Période médiévale

La période du Moyen-Âge, du VI^{e} au XV^{e} siècle AD, est connue plus en détail et caractérisée par une assez grande variabilité de l'occupation du sol par les hommes, dans l'espace et dans le temps. Les sites médiévaux, toutes périodes confondues, sont nombreux dans le bassin versant (65 sites sur la carte Fig. 4.12).

Dans la gâtine au nord du bassin, une moindre mise en valeur agricole de l'espace est sensible à la fin de l'Antiquité et durant le Haut Moyen-Âge (VI^{e} au X^{e} siècle AD) (Ferdière *et al*., 2007 ; Poirier, 2008). Par exemple, dans le secteur A, la prospection systématique de surface a montré que la surface amendée diminue relativement durant cette période (zones 1 et 2 Fig. 4.13), précédant un regain d'activité au Moyen-Âge central (XI^{e} au XIII^{e} siècle AD) et plus particulièrement aux époques suivantes (Poirier, 2008).

Cette tendance est moins marquée dans la zone de Chanceaux-sur-Choisille (zone 3 Fig. 4.13), en partie médiane du bassin, où le maintien relatif de l'occupation à la fin de l'Antiquité et au Haut Moyen-Âge est à mettre en relation avec la présence de l'agglomération secondaire antique. Celle-ci a probablement contribué à mettre en valeur et organiser précocement l'espace agraire par stabilisation de l'habitat à l'emplacement des hameaux actuels (Poirier, 2008). La déprise agraire au Haut Moyen-Âge ne semble donc pas s'être opérée systématiquement et/ou avec une forte intensité dans tout le bassin.

A la fin du Haut Moyen-Âge, l'aménagement de l'espace, distribué en grand domaines agricoles dépendants des administrations religieuses ou seigneuriales, est perceptible, comme l'atteste l'édification de moulins : le moulin de Charcenay (proche du transect CHA), à proximité du transect CHA en partie aval du bassin (Fig. 1.21) est mentionné dès 914 ans AD (Guichané, 2002) (Fig. 4.14). Des moulins ont été bâtis le long de la Grande Choisille mais aussi sur les petites Choisille durant le Moyen-Âge et l'époque moderne (Fig. 4.14). Dans la partie aval du sous-bassin de Chenusson (secteur A,), l'édification de moulins est attestée dès le Bas Moyen-Âge (XIV^{e} au XV^{e} siècle AD) et dès le XI^{e} siècle vers Nouzilly (Poirier *et al.*, soumis). En parallèle à l'édification des moulins, l'aménagement des espaces en fond de vallée s'est développé dès la fin du Haut Moyen-Âge et dans les périodes qui suivent. Des

biefs ont été creusés pour assainir la plaine alluviale et alimenter les moulins. Ils ont parfois été construits dans des remblais anthropiques et ont pu être recalibrés à diverses reprises au cours du Moyen-Âge (Gaultier, à paraître).

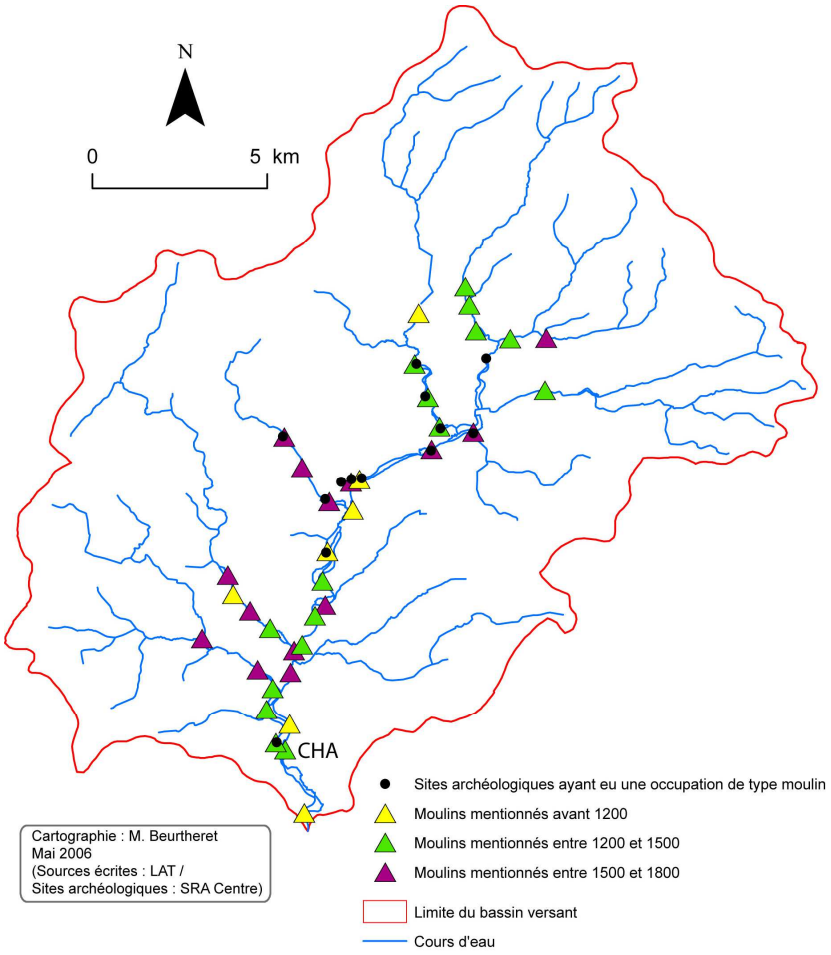


***Figure 4.14** : localisation des moulins mentionnés dans les sources écrites et leur mise en relation avec les sites archéologiques ayant occupé une fonction de type moulin (d'après Beurtheret, 2006).*

Le long des biefs et de la Choisille, des aménagements ont été réalisés comme attesté en partie aval du bassin versant : chemins, levées, fossés, ponts, épandages provenant du curage des biefs (Yvernault, 2007). Des pêcheries, avec droit de pêche, peuvent également avoir été établies le long des cours d'eaux, souvent en amont des moulins, comme attesté dans le secteur de Nouzilly au Moyen-Âge central (Poirier *et al.*, soumis).

Dans ce même secteur, les modalités de gestion du terroir sont bien mises en évidence par les sources écrites : gestion forestière (pacage, coupes, ressources comme la châtaigne),

mais aussi du fond de vallée (prairies d'élevage et aulnaie) et des versants (vigne et céréales) (Poirier *et al.*, soumis).

Dans le secteur B (Fig. 1.21) l'occupation humaine médiévale est bien attestée, notamment à proximité du transect LAV (Fig. 1.24) où vers 1110 AD fut fondé le prieuré de Lavaray, à l'origine une place forte féodale qui fut cédée au XIV^{e} siècle à l'Abbaye de Marmoutier située à Tours.

D'importants défrichements semblent avoir été réalisés durant le Moyen-Âge, comme le montre la toponymie qui évoque des bois et territoires gagnés sur la forêt dans la partie aval du bassin : c'est le cas de Bois-Jésus et du Riabelais (déformation de Rablais, désignant un bois d'érable) (Yvernault, 2007) (Fig. 1.21 et 1.27). Vers la fin du Moyen-Âge (XIV^{e}-XV^{e} siècle AD), les forêts et bois du bassin de la Choisille sont un lieu privilégié d'approvisionnement en bois (bois d'œuvre et bois de chauffage) pour la ville de Tours (Jacquet, 2002).

4.3.6. Epoques modernes et contemporaines

Durant l'époque moderne (XVI^{e} au XVIII^{e} siècle AD, 140 sites sur la Fig. 4.12) puis la période contemporaine (XIX^{e} siècle AD à nos jours, 55 sites sur la carte Fig. 4.12), dans la continuité de la fin du Moyen-Âge, l'exploitation du sol s'est intensifiée, en relation avec un essor important et/ ou une mobilité plus grande du tissu de peuplement (Poirier, 2008).

Cette tendance est perceptible dans le secteur A (zones 1 et 2 Fig. 4.13), mais aussi probablement dans l'ensemble du secteur des gâtines (exemple des alentours de Nouzilly) où malgré la relative faible quantité de sites identifiés (Fig. 4.12), la densité du mobilier hors-site, dont la présence est liée aux pratiques d'épandages agricoles, est importante (Ferdière *et al*., 2007 ; Poirier, 2008). Dans ce même secteur, une orientation sylvicole de l'usage de la forêt est perceptible dès la fin du XVI^{e} siècle AD (coupes organisées mais interdiction du pacage), précédant des reboisements forts à partir du XVIII^{e} siècle AD (Poirier *et al.*, soumis).

En partie aval du bassin, durant l'époque moderne, l'espace rural a été très morcelé et l'habitat dispersé (Yvernault, 2007). Jusqu'à la fin du XVIII^{e} siècle AD, des moulins ont continué d'être édifiés le long de la grande Choisille et de ses affluents, comme par exemple sur la Choisille de St-Roch (secteur B) (Fig. 1.21 et 4.14). A la fin du Moyen-Âge, mais

surtout durant l'époque contemporaine, des teintureries ont été installées le long de la Grande Choisille (Yvernault, 2007).

Enfin, depuis la décennie 1960 AD, l'urbanisation a été fortement croissante, notamment dans la moitié aval du bassin (à proximité de la ville de Tours), et s'effectue par réunion de hameaux antérieurement isolés (Yvernault, 2007). Cependant, les zones les moins urbanisées, notamment en fond de vallée, ont permis jusqu'à récemment la conservation de hameaux tels Bois-Jésus (BJE) ou Charcenay (CHA).

Seconde partie

Modalités d'évolution morpho-sédimentaire des plaines alluviales en lien avec les changements paléoenvironnementaux

Chapitre 5. Chronologie et modalités de l'évolution morpho-sédimentaire de la plaine alluviale

Afin d'appréhender, dans la suite de ce travail, l'impact des facteurs climatique et anthropique sur l'évolution dynamique du système fluviatile, il est nécessaire dans un premier temps de reconstituer l'évolution morpho-sédimentaire de la plaine alluviale, dans le temps et selon les secteurs étudiés. Cette reconstitution est basée sur les résultats acquis sur les transects lithologiques en tenant compte des faciès lithologiques et de leur composition (*cf.* Chap. 2).

Les analyses sédimentologiques ont permis de mettre en évidence les grands traits de la composition lithologique des sédiments dans chaque forage de référence. La composition lithologique est généralement assez monotone le long d'un forage ou d'un forage à un autre : il y a absence de minéraux traceurs des formations sources. Cette remarque s'applique particulièrement pour les minéraux de la phase argileuse, car quatre espèces ubiquistes (smectites, illite, kaolinite et quartz) sont retrouvées communément dans les différentes formations affleurantes du bassin, même si l'illite, en particulier, provient le plus souvent des formations du secondaire (calcaire turonien ou argiles à silex) (*cf.* § 1.2.2.3). L'étude de la susceptibilité magnétique n'a pas apporté d'information utile à la caractérisation des sédiments dans ce bassin (*cf.* § 3.3). Les développements réalisés ci-après sont donc essentiellement basés sur la granularité et la teneur en MO des sédiments, paramètres qui ont permis de définir de manière relativement satisfaisante, homogène et précise, les différents faciès observés sur le terrain (*cf.* Chap. 2).

Dans ce chapitre sera présentée dans un premier temps (§ 5.1), pour chaque secteur étudié (A à D), l'évolution morpho-sédimentaire de la plaine alluviale, découpée en plusieurs périodes, ou phases définies, de fonctionnement dynamique du système fluviatile. Dans un second temps (§ 5.2), la variabilité spatiale de la dynamique sédimentaire dans l'ensemble du bassin de la Choisille sera mise en évidence pour chaque phase d'évolution définie.

5.1. Les différentes phases de fonctionnement dynamique du système fluviatile par secteur

La distribution des faciès lithologiques selon les transects et les datations ^{14}C et OSL, ainsi que l'ensemble des données recueillies permettent de proposer un schéma d'évolution de la plaine alluviale dans chacun des 4 secteurs étudiés (A à D). Le schéma d'évolution proposé ci-après est découpé en phases de fonctionnement, qui reflètent différentes périodes d'activité de la rivière et d'évolution morphologique en fond de vallée.

5.1.1. Définition des phases de fonctionnement dynamique du système fluviatile

Huit phases de fonctionnement dynamique du système fluviatile (appelées plus simplement « phases » par la suite), notées 1 à 8 de la plus ancienne à la plus récente, ont été définies pour illustrer l'évolution du système au Pléistocène supérieur et à l'Holocène jusqu'à nos jours. La stabilité morphologique étant rare en domaine fluviatile (Trimble, 1977 et 2010), ces différentes phases ont été interprétées comme :

- **des phases d'accrétion**, avec dépôt d'Unités Sédimentaires **notées US** (1US, 2US, …, selon la phase considérée). Les US sont constituées par un ou plusieurs des 9 faciès sédimentaires décrits dans le Chapitre 3. Dans le texte, l'utilisation de l'expression « dépôts 4US », par exemple, définit l'ensemble des sédiments, sans distinction de faciès, qui ont pu se déposer durant la phase 4, période contrainte chronologiquement.

et/ou, suivant les secteurs étudiés

- **des phases d'incision**, **notées I** (1I, 2I, …, selon la phase considérée). Elles peuvent être mises en évidence par des formes d'érosion entre les US mais aussi d'après les hiatus sédimentaires montrés notamment par la répartition des âges ^{14}C ou la palynologie.

Dans ce cadre conceptuel, les périodes durant lesquelles le système fluviatile apparait proche de la stabilité morphologique sur un long terme (10^2 à 10^3 années) peuvent être définies comme des phases de faibles accrétion ou incision. Cependant, en domaine fluviatile,

il est implicite que le bilan d'incision ou d'accumulation d'une phase proche de l'équilibre cache en réalité une succession d'intra-phases d'accrétion et d'incision.

Par commodité, les transects situés sur la Grande Choisille (vallée principale, secteurs C et D), plus complexes mais plus complets car les phases sont mieux identifiées, seront étudiés ci-après avant ceux des sous-bassins (secteurs A et B).

5.1.2. Evolution de la dynamique fluviatile en partie aval de la vallée principale (secteur D)

Dans le secteur D, situé en partie aval du bassin sur la Grande Choisille, les données acquises sur les transects BJE (Bois-Jésus), CHA (Charcenay), RIA (le Riabelais) et sur la terrasse de Palluau sont cohérentes entre-elles et complémentaires. Les transects BJE (11 forages, 8 dates ^{14}C) et CHA (10 forages, 5 dates ^{14}C et 2 dates OSL), transversaux à la vallée, ont des caractéristiques générales proches : ils ont respectivement 200 et 180 m de longueur, et environ respectivement 3,5 m à 6 m et 3,5 à 5,5 m d'épaisseur de dépôts fluviatiles (Fig. 2.41 et 2.45). Le transect RIA (3 forages, 6 dates ^{14}C), localisé en bordure est de plaine alluviale suivant un axe longitudinal à la vallée (Fig. 2.50), ainsi que les observations effectuées sur la terrasse de Palluau (Fig. 2.46), apportent une information complémentaire.

5.1.2.1. La phase d'incision 1I

A la base des transects BJE et CHA, les surcreusements dans le substrat crayeux crétacé, sous les dépôts fluviatiles, montrent des formes d'érosion hydrique. Ils traduisent l'existence d'une phase d'incision, qui se surimpose aux précédentes phases d'incision ayant façonné la vallée durant le Plio-Quaternaire. L'érosion est globale dans le fond de vallée, puisqu'aucun dépôt antérieur n'y est identifié, et a pu se concentrer plus particulièrement dans 1 à 2 chenaux profonds (jusqu'à 2,5 m de dénivelé entre les points hauts et les points bas en fond de vallée). En conséquence, la période durant laquelle cette incision s'est développée marque la première phase perceptible de l'évolution de la plaine alluviale, notée **1I** (Fig. 5.1). Elle est contrainte par datation OSL comme bien antérieure à 44,55 ± 4,58 ka, date obtenue sur des dépôts de la phase d'accrétion 2US décrite ci-après. Pour permettre une telle incision durant la phase 1I, il est probable que les flux hydriques aient été suffisamment énergiques et peu chargés en particules solides.

Les dépôts sablo-graveleux en position de basse terrasse sur le site de Palluau (Fig. 2.46), observés en fosses profondes et montrés par une forte résistivité sur la carte de conductivité électrique (Fig. 3.17), pourraient correspondre à une période de dépôt antérieure à la phase 1I, cette phase ayant mis les dépôts en position de terrasse. Cependant, aucune date n'en atteste, mais le dénivelé pouvant atteindre 5 m entre la surface de cette terrasse et la plaine alluviale actuelle n'a probablement pas pu se constituer lors des phases ultérieures de développement de la vallée.

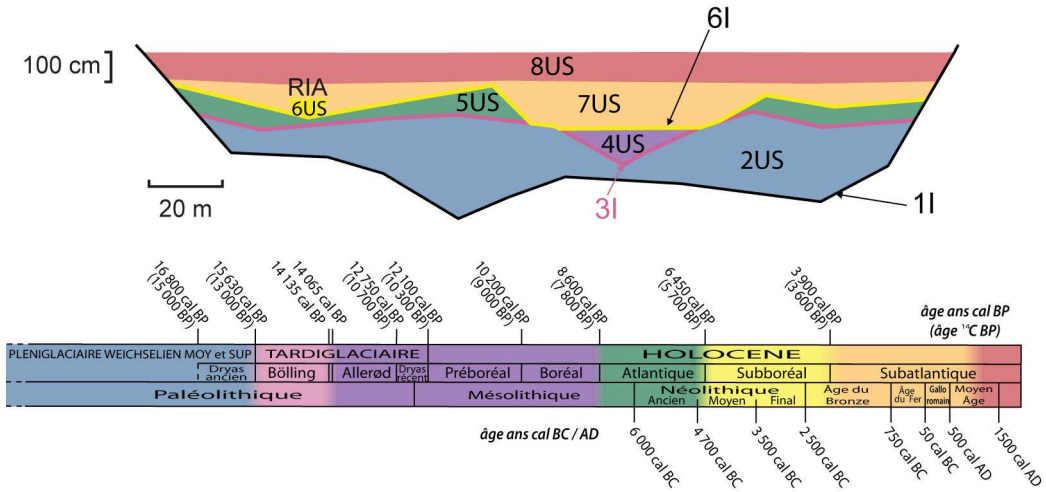


Figure 5.1 *: transect synthétique montrant la distribution schématique des 8 phases d'évolution observées dans le secteur D (US : Unité Sédimentaire ; I : Incision). Chronozonation d'après Visset et al. (2005)*

5.1.2.2. La phase d'accrétion 2US

Sur le substrat érodé lors de 1I sont observés dans tous les forages des dépôts SaG (Tab. 5.1), dont l'épaisseur est très variable (environ 10 à 325 cm). Durant cette phase d'accrétion, notée **2US** (Fig. 5.1), la compétence de la rivière a été suffisante pour charrier et déposer les éléments les plus grossiers du faciès SaG (galets pouvant atteindre 5 cm). Cette accrétion indique également une forte charge sédimentaire des eaux de la rivière, correspondant probablement à une forte production détritique sur l'ensemble des versants, comme les montrent les graviers et galets siliceux constitués de silex et bioclastes crétacés et de meulières et silcrètes éocènes. Les sédiments 2US ont pu se déposer avant 44,55 ± 4,58 ka (OSL) (CHA) jusqu'avant 13779-13418 cal BP (BJE). La date de 6,47 ± 0,53 ka (OSL) obtenue vers le sommet des dépôts de cette phase à CHA, est rejetée car non-compatible avec l'ensemble des 4 dates ^{14}C, cohérentes entre elles mais aussi avec la palynologie, obtenues

dans la colonne sédimentaire sus-jacente. Quand ils sont épais, les dépôts SaG riches en silex et éléments siliceux ont souvent semblé plus « propres » à leur partie basale, c'est-à-dire moins riches en matrice silto-argileuse. Cependant, l'analyse granulométrique des forages ne le confirme pas systématiquement. A leur sommet, les dépôts 2US ont une surface très irrégulière (jusqu'à 2 m de dénivelé).

Phase d'accrétion	Faciès identifiés	Chronozones bio-climatiques	Périodes archéologiques
8US	SiAo, SiAO	Subatlantique	Haut Moyen-Âge à période actuelle
7US	SiAo, SiAO, SiT	Subatlantique	Âge du Bronze à Haut Moyen-Âge
6US	SiT	Subboréal	Néolithique moyen et final
5US	SiSaA, SiAO, SiAo, SaG	Atlantique	Néolithique ancien et moyen
4US	TSi, SiT, SiAO, SiAo, SiSaA	Allerød à Boréal	fin Paléolithique supérieur et Mésolithique
2US	SaG	Pléniglaciaire weichsélien	Paléolithique moyen

***Tableau 5.1** : faciès sédimentaires associés aux phases d'accrétion fluviatile dans le secteur D et équivalences chronologiques*

5.1.2.3. La phase d'incision 3I

La surface très irrégulière des dépôts 2US traduit une nouvelle phase d'incision, notée **3I**, qui a pu éroder l'ensemble des dépôts 2SU, mais aussi conduire à la formation de paléochenaux pérennes incisés dans 2SU, pouvant atteindre 2,3 m de profondeur (Fig. 5.1). Le long des transects BJE et CHA, un paléochenal principal est clairement identifié en surcreusement dans les dépôts 2US. La carte de conductivité du secteur D (Fig. 3.17), montre également bien l'existence de ce paléochenal, peu sinueux, mais aussi l'existence potentielle de 2 paléochenaux en amont du transect CHA. Ces deux chenaux ont pu être ou contemporains (un principal et l'autre secondaire) ou successifs (évolution naturelle du tracé du chenal par avulsion). Tandis que le ou les chenaux s'incisaient, les dépôts 2US exposés en fond de vallée ont pu subir une altération météorique et/ou un début de pédogenèse.

Durant l'incision 3I, l'énergie hydraulique nécessaire pour déstocker des matériaux grossiers de type SaG fut atteinte par la rivière, principalement dans le chenal actif. Une faible

production sédimentaire a pu favoriser une telle incision. Les dates ^{14}C dans la phase d'accrétion 4US décrite ci-après attestent que la phase d'incision 3I s'est développée probablement durant le Tardiglaciaire : avant 13779-13418 cal BP à BJE (Allerød) et avant la fin du Dryas récent d'après la palynologie à CHA (Fig. 4.7).

5.1.2.4. La phase d'accrétion 4US

Dans le paléochenal profond créé dans les dépôts 2US lors de la phase d'incision 3I, des dépôts riches en MO, notés **4US**, se sont mis en place (Fig. 5.1). Ils sont représentés notamment par les faciès TSi, SiT, SiAO, et plus discrètement par SiSaA et SiAo (Tab. 5.1). Les dépôts sont peu étendus et confinés au chenal actif de cette époque, correspondant au point le plus bas dans la vallée. Ce chenal a connu une dynamique favorable à la genèse de sédiments organiques (Bournerias, 1984 ; Moore, 1986 ; Rostan *et al.*, 1987 ; Pastre *et al.*, 1997) : eaux peu courantes voire stagnantes, indiquées par la granularité fine, les fossiles de chironomes et par la présence dans certains niveaux d'un litage plan, et maintient relativement pérenne d'une tranche d'eau nécessaire à la préservation d'une MO abondante. Ces conditions ont été réunies dans le chenal actif du secteur D durant la phase 4US, période qui a débuté avant 13779-13418 cal BP à BJE (Allerød) et perdurer jusqu'après 9439-9023 cal BP à CHA (partie terminale du Boréal).

Il n'a pas été observé de série couvrant l'ensemble des chronozones constituant la phase 4 (Allerød à Boréal). Après le Dryas récent et jusqu'au Boréal, aucun épisode érosif majeur ne s'est développé, comme l'indiquent les données palynologiques relevées en continu à CHA (Fig. 4.7).

Un épisode de baisse marquée du niveau d'eau dans le chenal est indiqué par l'étude des fossiles de Chironomes au Préboréal dans le forage CHA9 (Fig. 4.10 et 4.11). Cette baisse du niveau d'eau est perceptible vers 350 cm et singulièrement accompagnée par la transition dans le sédiment du faciès SiT vers le faciès TSi, le plus organique. Si l'occurrence de vraie tourbe (TSi) dans ce contexte à CHA traduit une baisse de la tranche d'eau moyenne et de l'activité hydrodynamique dans le chenal actif durant cet épisode, ces caractères hydrologiques ont pu se produire particulièrement durant deux épisodes : d'une part entre 11202-10743 cal BP et 10117-9432 cal BP (entre 365 et 335 cm de profondeur), et d'autre part peu après 10117-9432 cal BP et avant 9439-9023 cal BP (entre 305 et 340 cm) durant le Boréal. Ce deuxième épisode de dépôt TSi a pu être plus accentué que le précédent, comme le

montrent la granularité très fine de la phase détritique du sédiment essentiellement constitué de grains < 20 µm (limons fins et argiles granulométriques). La teneur ponctuellement plus faible en smectites (relativement au quartz, à la kaolinite et à l'illite), qui par leur petite taille sont plus facilement mobilisables par les courants (Chamley, 1989), montre aussi cette baisse de l'énergie dans le chenal, où le tri granulométrique a pu affecter les particules les plus petites. Cependant, le chenal parait ne s'être jamais totalement asséché durant la phase 4, comme l'indiquent la conservation de la MO (dont les pollens), la présence d'une fraction détritique essentiellement silto-argileuse, et certains taxons de chironomes inféodés aux milieux lentiques (au Préboréal).

En dehors de ces 2 épisodes de bas niveau hydrologique, le chenal a pu connaître des petites fluctuations dynamiques, par exemple lors d'épisodes plus humides (durées décennales à centennales) ou d'évènements brefs comme des crues. L'alternance des faciès SiT, SiAO et SiAo montre une accumulation détritique d'intensité et/ou de durée variable dans le temps. Durant toute la phase 4US, les limons des plateaux, les argiles à silex et les altérites des formations carbonatées ont pu alimenter la fraction silto-argileuse dans les différents faciès. A la partie sommitale de la 4US à BJE et à CHA, des dépôts détritiques (SiAo) scellent les dépôts plus organiques sous-jacents, marquant la fin du comblement du chenal actif de cette période et du confinement de la sédimentation à celui-ci.

Les paramètres indice d'hydrogène (IH) et indice d'oxygène (IO) ont été obtenus par pyrolyse Rock-Eval (Espitalié *et al.*, 1985) sur la MO sédimentaire des échantillons de faciès organiques SiT et TSi, issus des dépôts 4US du forage CHA9 (Annexe 2). Ces paramètres ont été compilés dans un diagramme IH/IO (diagramme de Van Krevelen) (Fig. 5.2). La répartition des échantillons dans ce diagramme montre que la MO est globalement assez peu évoluée et n'est pas typiquement caractéristique du type III, qui a été définie par Espitalié *et al.* (1985) comme correspondant aux tissus des végétaux supérieurs terrestres. Elle n'est pas non plus clairement caractéristique du type II, définie comme d'origine algale (*ibid*.), mais qui correspond également à la MO provenant des horizons pédologiques érodés sur les versants (Di-Giovanni *et al.* 1999 ; Disnar *et al.*, 2003), ou encore à la MO de végétaux supérieurs terrestres (Gogo et *al.*, *sous presse*). Ces éléments montrent que la fraction organique des dépôts 4US peut provenir d'un mélange résiduel entre : les débris de la végétation proche du chenal de type II à III (*Myriophyllum verticillatum* et Cypéracées, feuilles de saule ou d'aulne par exemple, ZAPa à d Fig. 4.7), la MO des horizons pédologiques érodés sur les versants et affiliée au type II, et la MO d'origine algale ayant pu se développer dans ces eaux eutrophes,

caractère suggéré par l'étude des chironomidés durant la partie inférieure du Préboréal (Fig. 4.10). D'après Gogo *et al.* (soumis), la MO des matériaux superficiels suit des chemins différents dans le diagramme IH/IO selon le type de végétaux sources, ces chemins n'étant pas systématiquement en accord avec les standards défini par Espitalié *et al.* (1985). Il est donc très difficile de faire la part entre la variabilité causée par l'origine des matériaux sources et celle causée par la décomposition de la MO.

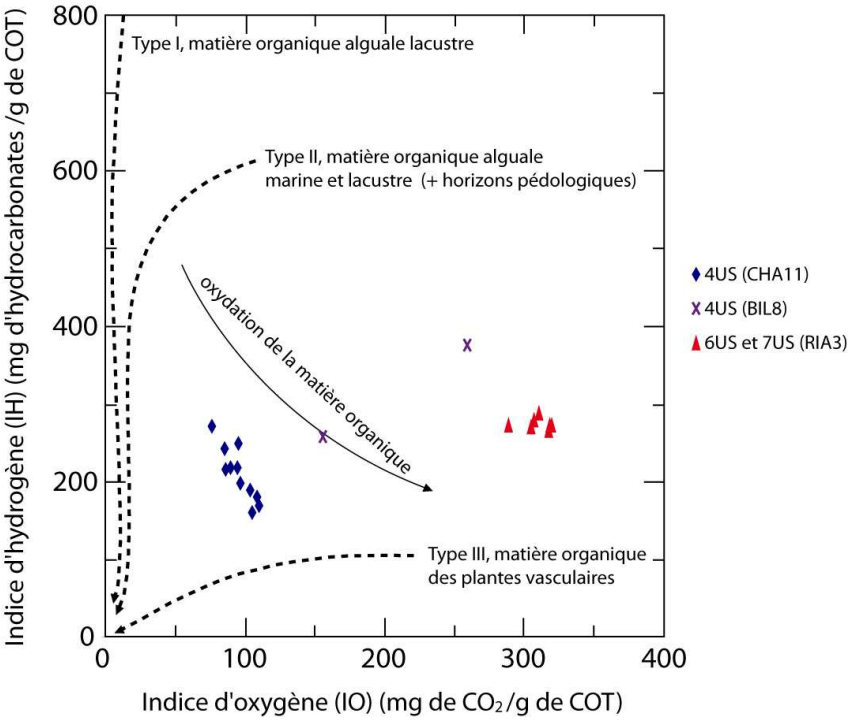


Figure 5.2 *: diagramme de Van Krevelen de type IH-IO appliqué à la matière organique sédimentaire des échantillons de faciès SiT ou TSi (modifié d'après Espitalié et al., 1985 et Meyers et Lallier-Vergès, 1999). Pour la matière organique de type I, II et III, le chemin d'altération thermique du matériau source vers le graphite (100 % de COT) est indiqué en tirets. Le chemin d'altération par oxydation depuis les matériaux de types I et II jusqu'à ceux de type III est indiqué en trait plein*

5.1.2.5. La phase d'accrétion 5US

Au dessus des comblements 2US et 4US se sont mis en place des dépôts détritiques, notés **5US**, couvrant de manière assez uniforme le fond de vallée dans son ensemble (Fig. 5.1). Ils sont constitués principalement du faciès SiSaA, dans lequel s'intercalent plus localement les faciès SiAO, SiAo et SaG (Tab. 5.1). Les dépôts ne dépassent généralement

pas 1,3 m d'épaisseur. L'extension latérale des dépôts et une occurrence importante du faciès SiSaA caractérisent cette nouvelle phase d'évolution du fond de vallée.

Bien qu'en continuité chronologique avec la phase 4US qui était confinée à un chenal, la dynamique fluviatile et les modalités d'archivage hydro-sédimentaire furent différentes durant cette phase. Au rythme des épisodes de crues, les eaux chargées de particules ont pu inonder la plaine alluviale et contribuer au démarrage de son accrétion holocène. Ce phénomène résulte directement du comblement par les dépôts 4US du paléochenal profond incisé lors de la phase 3I. Cette réduction progressive de la profondeur du chenal a augmenté sa capacité à déborder, a limité l'exportation canalisée des flux hydro-sédimentaires dans le chenal actif et a favorisé le stockage sédimentaire dans la plaine alluviale. Par la suite, le chenal actif a pu migrer en parallèle à l'accrétion de cette dernière ; il n'est pas exclu qu'un chenal principal et un ou plusieurs chenaux secondaires plus ou moins fonctionnels aient existé, comme le montrent les données obtenues à RIA (voir phase 6US ci-après).

La présence de sédiments à teneurs en sable très variables (de moins de 10 % à presque 40 %) et plus globalement la hausse du détritisme et de l'archivage sédimentaire en fond de vallée dans les sites du secteur D peuvent résulter de deux facteurs : hausse de l'énergie des flux hydriques et/ou de la charge sédimentaire de l'eau, ces deux facteurs conditionnant la morphologie du système fluviatile (profondeur du chenal, nature et la hauteur des berges). Aucun granoclassement latéral n'a été perçu sur les transects, et les teneurs en sable ne montrent pas la distance entre le lieu de dépôt et le chenal actif, comme indiqué par Walling *et al.* (1996). Le paléochenal actif n'a jamais été clairement identifié dans les dépôts 5US, probablement parce qu'il était de taille modeste et/ou non marqué par des dépôts particuliers. Dans la fraction graveleuse de 5US, constituée de petits graviers présents en faibles quantités, les bioclastes du Crétacé supérieur sont bien représentés : ils indiquent l'érosion des craies crétacées et/ou des argiles à silex. Ces sources ont également pu fournir les minéraux illitiques parfois assez abondants dans certaines couches. La présence de grains carbonatés détritiques et de coquilles de mollusques fossiles parfois assez abondants indique, de plus, une érosion mécanique et chimique des substrats carbonatés (craies crétacées et/ou calcaire éocène).

La phase 5US a débuté avant 9276-8367 cal BP à BJE (transition Boréal-Atlantique), après 9439-9023 cal BP à CHA (Boréal) et avant 7259-7015 cal BP à RIA (Atlantique). Elle s'est poursuivie jusqu'après 7920-7327 cal BP (Atlantique) et bien avant 3389-3219 cal BP

(Subatlantique) à BJE, après 7713-6319 cal BP (Atlantique) et bien avant 3200-2373 cal BP (Subatlantique) à CHA, et après 7259-7015 cal BP (Atlantique) et avant 5291-4875 cal BP (Subboréal) à RIA. Elle couvre donc une période allant au maximum de la fin du Boréal au début du Subboréal. La surface irrégulière des dépôts 5US, avec un dénivelé pouvant atteindre 1,6 m, voire l'absence de ces dépôts sur certains forages, suggère un façonnement à leur sommet par l'activité d'un chenal divaguant.

5.1.2.6. La phase 6 : incision 6I et accrétion 6US

L'existence d'une surface irrégulière entre les dépôts 5US et les dépôts sus-jacents 7US, parfois observée sur le terrain par un changement net entre les faciès SiSaA (5US) et SIAO ou SiAo (7US), a suggéré dès les premières observations de terrain l'existence d'une phase d'incision entre ces deux unités. Par la suite, cette phase d'incision notée **6I** (Fig. 5.1) a pu être confirmée par les dates ^{14}C et les analyses palynologiques (*cf.* § 4.1.5), qui montrent le passage brutal d'une végétation typique de l'Atlantique à une végétation du Subatlantique lorsque l'on passe de 5US à 7US à CHA et BJE.

L'évolution d'une dynamique d'accrétion (5US) vers une dynamique d'incision (6I) suggère une variation des débits hydriques et de la nappe phréatique des alluvions et/ou une baisse de la charge sédimentaire charriée par la rivière. Tous les dépôts 5US n'ont pas forcément été affectés par la phase 6I, qui a pu se limiter à une incision verticale et horizontale du chenal par divagation. L'incision 6I n'a donc pas été nécessairement forte, et certaines zones de la plaine alluviale ont pu connaître une relative stabilité morphologique.

La faible intensité de l'incision 6I est également suggérée par la présence de dépôts de faciès SiT exclusif (Tab. 5.1), notés **6US**, observés localement avec une transition nette au dessus de 5US dans le forage RIA3 où ils sont datés et probablement également dans RIA2 (non prouvé par des dates). Ces dépôts ont été mis en place dans un contexte favorable à la préservation d'une MO abondante et sont interprétés comme le comblement d'un paléochenal abandonné (Allen, 1965 ; Nanson et Croke, 1992 ; Bridge, 2003) localisé en bordure de la plaine alluviale. La présence de sédiments tourbeux dans ce paléochenal montre un niveau d'eau relativement élevé dans la plaine alluviale durant la phase 6 jusque peu avant 3630-3376 cal BP. Ce bras mort n'est pas visible sur la carte de conductivité en géophysique car il n'est pas spécialement associé à une zone où les sédiments sont épais au dessus du substrat et de 2US (Fig. 3.17). La date de 5291-4875 cal BP, obtenue dans les dépôts 6US à RIA donne

un âge Subboréal. Il s'agit de la seule date correspondant à cette chronozone dans l'ensemble des secteurs d'étude du bassin. La phase 6I a pris fin avant 3389-3219 cal BP à BJE, avant 3200-2373 cal BP à CHA, tandis que la phase 6US identifiée localement dans le paléochenal RIA a pris fin avant 3630-3376 cal BP. La fraction silto-argileuse constituant le faciès SiT a pu être fournie par les limons des plateaux et les argiles à silex.

L'accrétion 6US localisée à un chenal abandonné et donc relativement marginale, n'est pas incompatible avec l'existence en parallèle d'une phase d'incision modérée 6I sur l'ensemble de la plaine alluviale. Deux hypothèses d'évolution peuvent être proposées. La première hypothèse considère l'existence, dans un premier temps, d'un chenal principal peu profond et d'un chenal secondaire actif, plus ou moins stable avec, dans un second temps, l'incision plus prononcée du chenal principal et la déconnection progressive du chenal secondaire devenant paléochenal. La seconde hypothèse considère l'existence d'un seul chenal actif divaguant dans la plaine alluviale, le bras mort de RIA étant issu du recoupement d'un méandre ou d'une avulsion. La morphologie actuelle montre que par la suite, l'emplacement du paléochenal de RIA est resté un point bas, lors de son comblement ultérieur jusqu'à nos jours. Lors des pics de crue, un chenal secondaire peu profond peut s'établir selon un axe passant par RIA3 à proximité de la terrasse de Palluau, à proximité du bas de versant, bien visible sur la Figure 5.3 depuis la rive gauche de la rivière.

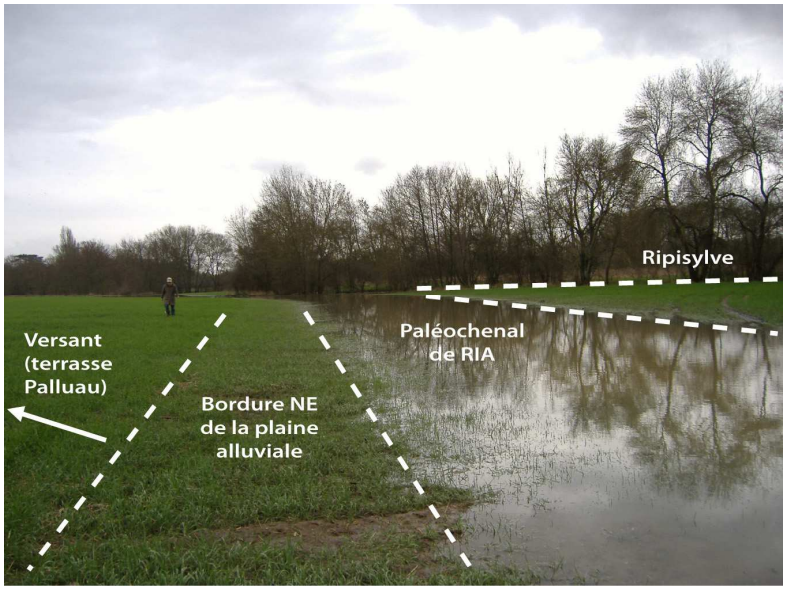


Figure 5.3 *: photographie d'une décrue de la Choisille le 13 février 2007 sur le site RIA, en rive gauche (cliché F. Hinschberger). Le paléochenal de RIA, point bas dans la plaine alluviale, est en eau*

5.1.2.7. La phase d'accrétion 7US

Dans tous les forages, des dépôts silto-argileux plus détritiques (faciès SiAo et SiAO, et plus localement faciès SiT à RIA) (Tab. 5.1) ont été observés au dessus de 2US, 5US ou 6US (Fig. 5.1). Ces dépôts, notés **7US**, traduisent une nouvelle phase d'accrétion sur toute la largeur de la plaine alluviale. Ils sont relativement homogènes par leur aspect dans la colonne sédimentaire, avec le faciès SiAo dominant, mais également avec le faciès SiAO, à fibres végétales généralement insérées verticalement et localisé plus particulièrement en partie ouest de la plaine alluviale, suggérant que le chenal actif durant la phase 7US était plutôt localisé en partie est des transects. Les analyses sédimentologiques ont montré une grande homogénéité de la nature de ces sédiments (Fig. 2.40, 2.44 et 2.49) : les silts dominent fortement, les minéraux <2 µm sont majoritairement des smectites, excepté à CHA où certaines passées sont plus quartzeuses, tandis que les carbonates sont en teneurs variables en fonction de l'abondance en coquilles de mollusques aquatiques (limnées, planorbes…). Ces coquilles sont particulièrement abondantes à RIA, ce qui indique un contexte propice à leur développement, avec des dépressions en eau suffisamment pérennes pour permettre la reproduction.

La phase 7US a pu débuter peu avant 3389-3219 cal BP à BJE et 3630-3376 cal BP à RIA, et avant 3200-2373 cal BP à CHA : l'ensemble de ces dates donne des âges correspondant au début du Subatlantique. Cette phase a pris fin avec le début de la phase d'accrétion 8US décrite ci-après (Haut Moyen-Âge). Le passage d'une dynamique d'incision modérée 6I à une dynamique d'accrétion 7US fut induite par des variations du débit hydrique et/ou une hausse des flux sédimentaires. En revanche, la reprise du stockage sédimentaire dans la plaine alluviale suggère son inondation plus régulière au rythme des crues. De fait, une remontée du niveau d'eau moyen dans le chenal actif incisé lors de la phase 6I a pu permettre des débordements plus fréquents lors des épisodes de crue. L'occurrence du faciès SiAO vers la base des dépôts 7US peut indiquer localement de petites dépressions humides (Friedman et Sanders, 1978). La fraction silto-argileuse dominant le sédiment et la minéralogie variée de la fraction < 2 µm (présence d'illite) (Fig. 2.40, 2.44 et 2.49) montrent que durant la phase 7 les limons des plateaux et les argiles à silex ont pu alimenter notablement les apports sédimentaires, sans exclure la contribution de toutes les autres formations lithologiques du bassin.

Le retour du détritisme terrigène au début de la phase 7US dans le paléochenal de RIA, montré par la chute assez brusque des teneurs en MO entre le faciès SiT et les faciès

SiAO et SiAo (entre 130 et 140 cm de profondeur sur RIA3) (Fig. 2.49), indique des apports détritiques plus importants et/ou le côté plus éphémère des inondations de ce paléochenal, car la MO est moins préservée (**7USa**). Ces apports détritiques se sont mis en place soudainement comme indiqué par les dates de 3630-3376 cal BP et 3636-3449 cal BP espacées de 30 cm dans le forage RIA3. Dans un premier épisode de 7US, le fonctionnement du paléochenal a pu être assez proche de celui de la plaine d'inondation, c'est-à-dire en forte accrétion. L'apparition du faciès SiT au sein de 7US s'est effectué après 3636-3449 cal BP, vers 2464-2067 cal BP et avant 2036-1826 cal BP, comme observé dans les forages RIA3 (de 85 à 100 cm) et RIA1 (de 75 à 128 cm de profondeur) (Fig. 2.49), tandis qu'observé en tranchée ce faciès a été identifié comme comblant un paléochenal (**7USb**). La faible épaisseur des dépôts SiT n'argumente pas en faveur du comblement d'un chenal fonctionnel qui fut abandonné par la suite, mais montre plutôt un ennoiement plus pérenne du paléochenal lors d'un second épisode de 7US (**7USb**). Cela traduit aussi une hausse probable des niveaux de la nappe phréatique des alluvions durant cet épisode, qui fut assez bref comme le montre la date de 2036-1826 cal BP obtenue dans le faciès SiAo sus-jacent au faciès tourbeux SiT. Après 2036-1826 cal BP, ce paléochenal a pu fonctionner de manière assez éphémère durant les crues (Fig. 5.3), mais l'accumulation détritique est dominante (faciès SiAo et SiAO) (**7USc**).

La MO sédimentaire contenue dans les dépôts tourbeux (faciès SiT) des phases 6US et 7US sur le forage RIA3 a probablement une origine mixte, comme pour la phase 4US à CHA (végétaux supérieurs implantés dans le chenal, MO des horizons pédologiques érodés sur les versants, biomasse algale présente dans les eaux de la rivière) (Fig. 5.2). La MO des dépôts 6US et 7US à RIA3 présente des IO plus élevés que celle des dépôts 4US à CHA. Ceci pourrait suggérer, pour les phases 6, 7 et 8 (voir-ci après), une oxydation plus poussé des dépôts ayant modifié les constituants organiques (Espitalié *et al.,* 1985 ; Meyers et Lallier-Vergès, 1999). Cette plus forte oxydation des dépôts pourrait résulter de fluctuations plus importantes du niveau moyen de la nappe phréatique des alluvions, mises en évidence dans le paléochenal RIA pour les phases 6 à 8.

5.1.2.8. La phase d'accrétion 8US

Dans la continuité de la phase 7US, des dépôts silto-argileux homogènes notés **8US** se sont mis en place de manière uniforme sur toute la largeur de la plaine alluviale (Fig. 5.1). Ils sont constitués par le faciès SiAo prédominant et plus rarement par le faciès SiAO, ce qui différencie ces dépôts des dépôts 7US dans lesquels le faciès SiAO est mieux représenté

(Tab. 5.1). Comme dans les dépôts 7US sous-jacents, les dépôts 8US sont très homogènes et à dominante silteuse. La phase 8US a débuté après 1606-1301 cal BP à BJE, après 3200-2373 cal BP à CHA et après 2036-1826 cal BP à RIA, et s'est poursuivie jusqu'à nos jours. L'extension des dépôts silto-argileux dans toute la plaine alluviale suggère une mise en place en contexte de plaine d'inondation, dans des conditions proches de celles observées actuellement : brefs épisodes de crues saisonnières inondant toute la plaine alluviale, chenal assez profond (environ 2,5 m). Les fragments de coquilles de la malacofaune aquatique sont relativement moins abondants dans 8US que dans 7US. La prédominance du faciès SiAo sur SiAO dans 8US peut traduire une baisse du niveau moyen de la nappe phréatique des alluvions et/ou une hausse de la charge sédimentaire charriée par les eaux. L'oxydation superficielle des dépôts dans la plaine alluviale jusqu'à environ 1 m sous la surface actuelle, montrant l'absence de saturation en eau permanente par la nappe phréatique des alluvions, a également pu affecter la conservation post-dépôt de la MO.

A la partie sommitale des dépôts 8US, sous la surface actuelle de la plaine alluviale, la pédogenèse se développe, comme le montrent les matériaux à structure grumeleuse de faciès SiAO à CHA (Fig. 2.45). Ces matériaux, caractérisés comme des sols d'apport (sols hydromorphes) (Boutin *et al.*, 1992a), ont également été observés le long du transect BJE bien qu'ils ne soient pas mis en évidence sur le log analytique BJE9 (présence d'un remblai en sub-surface correspondant à l'aménagement d'un bief). La pédogénèse en cours dans la plaine alluviale actuelle (sols d'environ 25 cm d'épaisseur) témoigne de conditions récentes d'évolution de celle-ci, et montre que la saturation en eau des alluvions fut insuffisante pour faire obstacle à son développement. De même que durant 7US, les dépôts 8US ont pu être alimentés par une production sédimentaire dans la couverture éolienne de plateaux et les argiles à silex, mais aussi par l'ensemble des autres formations lithologiques du bassin.

5.1.2.9. Résumé : l'évolution de la dynamique fluviatile dans le secteur D

Dans le secteur D, l'ensemble des 8 phases d'évolutions définies pour la Choisille ont été mises en évidence et datées (Fig. 5.1).

- **Phase 1** : elle correspond à l'incision des substrats crayeux crétacés dans les fonds de vallée (1I). Cette incision a affecté toute la largeur de la vallée avant 44,55 ± 4,58 ka (date OSL), et s'est particulièrement concentrée dans un à deux chenaux.

- **Phase 2** : elle correspond au dépôt de l'unité sablo-graveleuse 2US sur toute la largeur de la vallée. La surface de l'unité 2US est fortement irrégulière. Ce dépôt à pu s'effectuer dès 44,55 ± 4,58 ka (Pléniglaciaire weichsélien) (date OSL) et avant 13779-13418 cal BP (Allerød) (date ^{14}C).

- **Phase 3** : elle correspond à l'incision (3I) des dépôts 2US sablo-graveleux et s'est particulièrement concentrée dans un à deux chenaux. Cette incision s'est développée avant 13779-13418 cal BP (Allerød).

- **Phase 4** : elle correspond au dépôt de sédiments 4US organiques (faciès SiT et TSi) ou plus détritiques (faciès SiAO, SiAo et SiSaA) intercalés. Ces dépôts sont limités au chenal principal incisé durant la phase 3I et se sont mis en place dès 13779-13418 cal BP (Allerød) jusqu'à 9439-9023 cal BP (fin du Boréal).

- **Phase 5** : elle s'est développée en continuité de la phase 4US et correspond au dépôt de sédiments détritiques sur toute la largeur de la vallée (5US) après 9439-9023 cal BP (fin du Boréal) et jusqu'après 7713-6319 cal BP (fin Atlantique).

- **Phase 6** : elle correspond à une incision (6I) affectant les dépôts 5US. Dans certains chenaux secondaires abandonnés, des dépôts organiques se sont mis en place (6US). La phase 6 s'est développée après 7713-6319 cal BP (fin Atlantique) et jusqu'avant 3630-3376 cal BP (Subatlantique).

- **Phase 7** : cette phase est marquée par la reprise de l'accrétion silto-argileuse assez détritique sur toute la largeur de la vallée (7US), avant 3630-3376 cal BP (Subatlantique – Âge du Bronze) et jusqu'à 950 cal BP (Subatlantique - fin du Haut Moyen-Âge à début du Moyen-Âge central).

- **Phase 8** : en continuité de la phase 7, cette phase est marquée par le dépôt de sédiments silto-argileux très détritiques 8US sur toute la largeur de la vallée. Elle s'est développée à partir d'environ 950 cal BP (fin du Haut Moyen-Âge - début du Moyen-Âge central) et s'est poursuivie jusqu'à nos jours.

5.1.3. Evolution de la dynamique fluviatile en partie amont de la vallée principale (secteur C)

Dans le secteur C, les données acquises sur les transects POI (le Poirier, 11 forages, 4 dates ^{14}C et 2 dates OSL) et BRO (la Grande Brousse, 14 forages, 15 dates ^{14}C), spatialement très proches (~ 150 m) sont assez semblables et complémentaires entre elles et montrent une évolution plutôt similaire à celle du secteur D (Fig. 2.35 et 2.36). Dans cette zone « amont » de la vallée principale, la plaine alluviale est relativement large (environ 180 m) et les dépôts épais (jusqu'à 5 m).

5.1.3.1. La phase d'incision 1I

A la base du transect POI, à l'instar des transects du secteur D, le toit des formations crétacées est irrégulier et montre des surcreusements marqués interprétés comme des formes d'érosion hydrique. Ces formes caractérisent l'existence d'une phase d'incision **1I** (Fig. 5.4), la plus récente dans l'histoire plio-quaternaire de la vallée à avoir incisé le substrat crétacé en fond de vallée. L'incision 1I s'est développée bien avant 11,91 ± 1,03 ka (date OSL sur POI) et 12895-12142 ans cal BP (^{14}C sur BRO). Les 2 chenaux observés sur le transect POI (~ 1,5 et 2 m de dénivelé respectivement, Fig. 2.35) caractérisent les maxima d'incision atteints durant la phase 1I. Tout comme dans le secteur D, l'incision 1I n'a pu s'effectuer sans l'occurrence de flux hydriques abondants et peu chargés en particules, capables d'inciser profondément des craies saines indurées, comme observé généralement à la base du comblement alluvial. Cette incision 1I n'a pas pu être observée sur le transect BRO, car les forages réalisés par Cyprien-Chouin *et al*. (2004) dans les alluvions se sont arrêtés au sommet de l'unité 2US (faciès SaG) ou directement sur les hauts-fonds du substrat. La terrasse alluviale de Baigneux (Fig. 2.37), constituée du faciès grossier SaG, a pu être mise en relief durant cette phase d'incision 1I.

5.1.3.2. La phase d'accrétion 2US

Au dessus du substrat érodé lors de l'incision lI, des dépôts de faciès SaG d'épaisseur variable (~ 0,5 à 2,6 m à POI) se sont mis en place sur toute la largeur du fond de vallée (Tab. 5.2). Ces dépôts à la partie basale du remplissage sédimentaire marquent un deuxième épisode d'évolution de la vallée, noté 2US, analogue à la phase 2US observé dans le secteur D (Fig. 5.4). Durant cette phase caractérisée par d'abondants apports détritiques grossiers, la compétence de la rivière fut suffisante pour transporter des éléments grossiers de type galets

pouvant atteindre 5 cm de diamètre. Ces éléments grossiers peuvent être issus de différentes formations géologiques (silex ou cherts, bioclastes et fragments calcaires crétacés, silcrètes éocènes), ce qui montre que les versants furent globalement déstabilisés durant cette phase.

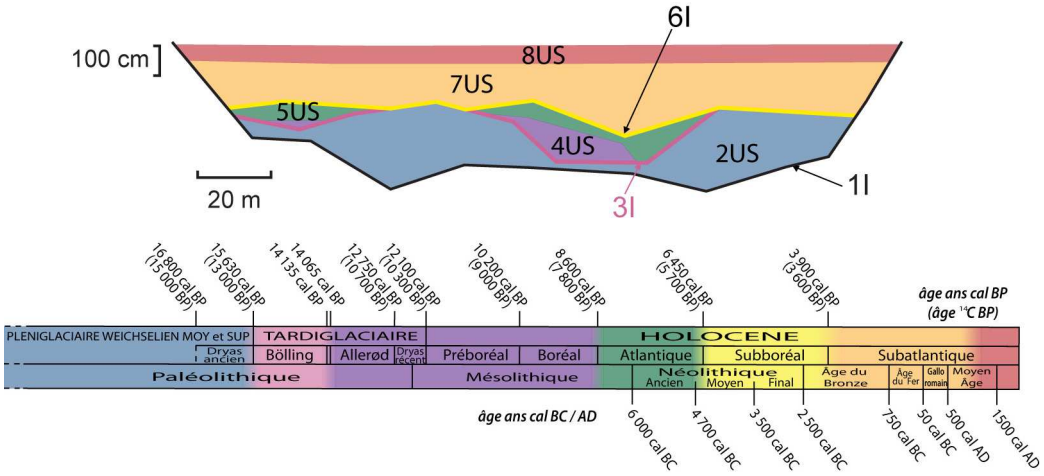


Figure 5.4 *: transect synthétique montrant la distribution schématique des 8 phases d'évolution observées dans le secteur C (US : Unité Sédimentaire ; I : Incision)*

La phase 2US est datée par OSL sur le forage POI1 de 11,91 ± 1,03 ka (fin Allerød, Dryas récent ou début Préboréal) et de 7,86 ± 0,65 ka (Atlantique), alors que dans le secteur D elle a été datée jusqu'à 44,55 ± 4,58 ka. En revanche, les dates ^{14}C obtenues à la base de l'unité sédimentaire sus-jacente (4US, voir ci-après), montrent que les sédiments 2US se sont déposés avant 13091-12660 cal BP à BRO (Allerød) et avant 12684-12220 cal BP à POI (Dryas récent). Ces dates ^{14}C, cohérentes avec la palynologie à BRO, sont donc contemporaines ou antérieures aux âges OSL obtenus dans des niveaux plus profonds, posant un problème chrono-stratigraphique. Cependant, ces résultats ne sont pas fondamentalement incohérents, car aucune date ^{14}C située dans le forage POI1 lui-même n'infirme directement la validité des âges OSL. Rien n'exclu au contraire que les sédiments situés au dessus de 2US sur POI1 soient postérieurs à 7,86 ± 0,65 ka. Dans ce cas, les dates OSL obtenues sur POI1 ne reflètent pas forcément l'âge initial du dépôt de 2US mais attestent plus probablement, en contexte fluviatile, de remaniements post-dépôt dans cette unité, conduisant à un nouveau blanchiment des grains de quartz. Ces remaniements, pouvant affecter les dépôts 2US sur plus de 1 m d'épaisseur, ont pu se développer avant 11,91 ± 1,03 ka et après 7,86 ± 0,65 ka dans le secteur C.

Phase d'accrétion	Faciès identifiés	Chronozones bio-climatiques	Périodes archéologiques
8US	SiAo, SiSaA, FV, RA, *SiT+TSi*	Subatlantique	Haut Moyen-Âge à période actuelle
7US	SiT, TSi, SiAo, SiAO, SiSaA	Subatlantique	Âge du Bronze à Haut Moyen-Âge
5US	SiSaA, *SiAo, SiAO*	Atlantique	Néolithique ancien et moyen
4US	SiT, SiSaA, *SiT+TSi, SiAO, SiAo*	Allerød à Boréal	fin Paléolithique supérieur et Mésolithique
2US	SaG	Remaniements tardiglaciaires et holocènes	

Tableau 5.2 *: faciès sédimentaires associés aux phases d'accrétion fluviatile dans le secteur C et équivalences chronologiques*

Sur le transect BRO, la surface des dépôts 2US, qui correspond à la base des dépôts fins traversés par les forages (surface de l'ensemble SaG + substrat), est très irrégulière et peut atteindre 2,5 m de dénivelé. A POI, cette surface est moins irrégulière : les irrégularités de la surface de 2US ne dépassent pas 50 cm.

5.1.3.3. La phase d'incision 3I

La surface irrégulière des dépôts 2US, plus irrégulière sur le transect BRO qu'à POI, suggère l'existence une phase d'incision **3I** (Fig. 5.4). Cette incision a déstocké une partie des dépôts 2US en fond de vallée et conduit à la formation de paléochenaux. Deux paléochenaux sont identifiés à BRO : l'un est profond (~ 2,4 m) et large (au moins 80 m) et l'autre de dimensions plus modestes (2,3 m de profondeur et 40 m de large). Sur le site POI, le paléochenal incisé dans les dépôts SaG (50 cm de profondeur et 30 m de large) est moins marqué et les dépôts SiSaA qui le bordent pourraient constituer de petites levées sableuses. Le surcreusement moins marqué à POI peut correspondre à la morphologie initiale façonnée par 3I, mais elle peut aussi résulter d'une déstabilisation des berges et/ou plus généralement des dépôts 2US (surface en pente vers le sud-est) durant ou après 3I.

La phase 3I indique une dynamique fluviatile propice à un déstockage des matériaux grossiers 2US (faciès SaG constitué de galets atteignant 5 cm de diamètre) avec une énergie élevée et une faible charge sédimentaire. La phase 3I s'est développée avant 13091-12660 cal BP et 12895-12142 cal BP à BRO (respectivement fin Allerød et transition Allerød – Dryas

récent) et avant 12684-12220 cal BP à POI (Dryas récent). Les dépôts 2US ont été remaniés durant la phase 3I comme le montre la date OSL de 11,91 ± 1,03 ka (soit 12940 années calibrées au maximum) obtenue sur ces sédiments, date qui n'est pas contradictoire avec la date de 13091-12660 ans cal BP, la plus ancienne obtenue sur les sédiments postérieurs à la phase 3I à BRO.

5.1.3.4. La phase d'accrétion 4US

Au dessus des dépôts 2US, des dépôts plus fins d'extension latérale limitée, notés **4US** (Fig. 5.4), sont observés : faciès SiT+TSi, SiAo et SiAO localisés dans les paléochenaux incisés lors de la phase 3I sur le transect BRO, faciès SiT et discrètement SiSaA localisés à l'aplomb du paléochenal sur le transect POI (Tab. 5.2). A POI, la nature organique du faciès SiT n'est pas compatible avec sa position perchée relativement au point bas de l'époque (Fig. 2.35). Cela suggère que les dépôts 4US ont pu combler en partie les paléochenaux incisés lors de 3I, avec une puissance pouvant atteindre 1,8 m à BRO et 1,3 m à POI et une plus grande extension latérale que celle observée actuellement, avant d'être en partie érodés lors de la phase ultérieure du fonctionnement de la rivière (voir phase 5US décrite ci-après). Des dépôts 4US ont ainsi pu être déposés en fond de chenal à POI, mais aucune date n'atteste leur présence et leur préservation dans cette situation.

Les conditions de mise en place des dépôts 4US, confinés dans les chenaux de l'époque, s'apparentent à celles définies pour les dépôts 4US du secteur D. Ce sont des dépôts fins et/ou organiques, mis en place dans le chenal actif de l'époque (point le plus bas) et dans un chenal secondaire à BRO, et de manière plus généralisée dans le fond de vallée à POI où le paléochenal est moins profond (Fig. 2.35 et 2.36). Le dépôt de faciès fins et organiques dans et/ou à proximité du chenal actif de l'époque n'a pu se faire sans une baisse de la capacité d'exportation de la charge solide de la rivière, relativement à 3I. Cela indique des écoulements moins énergiques et le maintien d'une tranche d'eau pérenne nécessaire à la conservation de la MO.

Ces dépôts ont pu se mettre en place avant 12684-12220 cal BP (Dryas récent) à POI. Cependant la position « perchée » du sédiment qui a fourni cette date suggère que le comblement a pu commencer antérieurement au fond du paléochenal. Ceci est confirmé sur le site BRO, où les dates de 13091-12660 cal BP et 12895-12142 cal BP indiquent des âges plus anciens, respectivement de la fin de l'Allerød ou de la transition Allerød–Dryas récent.

D'autre part, les dépôts 4US ont pu se mettre en place jusqu'au Boréal (d'après la palynologie). Il est intéressant d'observer sur le site BRO que la date présentant une probabilité d'âges plus anciens (13091-12660 cal BP, Allerød) n'est pas localisée dans le paléochenal le plus profond (le chenal principal) et que les faciès y sont moins organiques (SiAo et SiAO). Cela pourrait montrer que de hauts niveaux d'eaux ont pu être atteints lors des crue durant l'Allerød et le Dryas récent, permettant l'activation hydraulique de ce paléochenal secondaire, le dépôt de sédiments détritiques, et la moins bonne conservation de la MO en raison d'un engorgement en eau non-pérenne (Fig. 5.5). En revanche, la présence de sédiments de faciès TSi + SiT à BRO et faciès SiT à POI au cours du Dryas récent montre que dans le fond du chenal principal de l'époque les conditions étaient favorables à la mise en place et à la conservation de dépôts organiques. Ceci pourrait indiquer qu'à la fin de l'Allerød, les niveaux d'eau ont pu être plus élevés durant les épisodes de crues, comparativement au Dryas récent durant lequel les conditions hydrodynamiques semblent avoir été plus calmes.

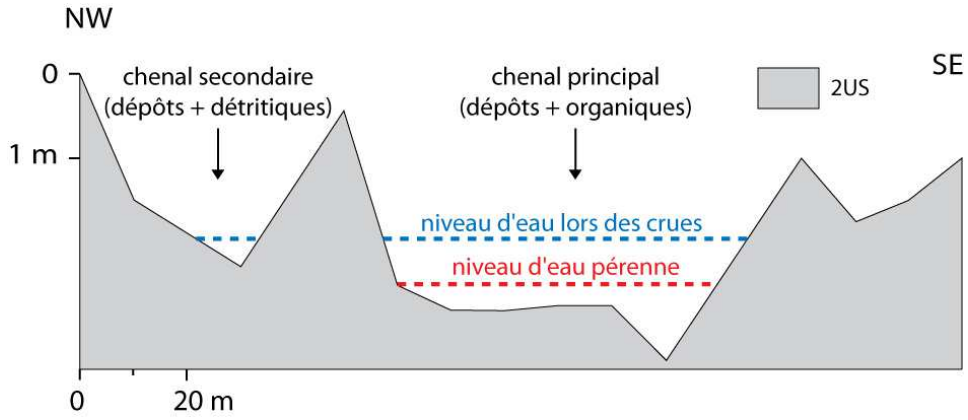


Figure 5.5 *: représentation schématique montrant les niveaux d'eau relatifs entre le chenal principal et le chenal secondaire durant l'Allerød sur le transect BRO*

A la fin du Préboréal et durant le Boréal, qui n'a pas été daté par ^{14}C dans ce secteur, les sédiments ont pu être plus détritiques dans le chenal principal, comme suggéré par les données palynologiques sur le forage BRO-S1 (« vase verte » - faciès SiAo, d'après Cyprien-Chouin *et al.*, 2004). Ces dépôts silto-argileux suggèrent une dynamique d'écoulement faible, des niveaux d'eau bas, avec peut-être une hausse de la charge détritique.

Si des hauts niveaux d'eau ont pu exister durant l'Allerød, il est probable qu'ils ont produit des remaniements superficiels dans 2US. En revanche, au cours du Dryas récent, les

conditions hydrodynamiques calmes nécessaires à la mise en place de dépôts tourbeux dans le chenal actif ne paraissent pas compatibles avec les conditions dynamiques d'énergie plus forte nécessaires au remaniement de 2US. Cette observation est également valable pour le Préboréal et une partie du Boréal durant lesquels une hydrodynamique calme, avec des bas niveaux d'eau, semble avoir perdurée.

5.1.3.5. La phase d'accrétion 5US

Sans discontinuité apparente avec les dépôts 4US, des dépôts détritiques, notés **5US**, se sont mis en place dans la vallée dès la fin du Boréal et jusque dans la partie supérieure de l'Atlantique (Fig. 5.4). L'existence de la phase 5US n'est pas aussi nette dans le secteur C que dans le secteur D, car elle n'est pas marquée par le dépôt de faciès particuliers aisément identifiables dans la stratigraphie. Elle est cependant attestée par les dates de 8158-7594 cal BP et 7412-6987 cal BP à BRO, qui montrent que la sédimentation détritique silto-argileuse (faciès SiAo et SiAO et peut-être SiSaA) a pu perdurer durant la fin du Boréal et jusque dans la partie supérieure de l'Atlantique. L'extension latérale des dépôts 5US est assez hypothétique sur les sites BRO et POI, ce qui marque une différence avec la répartition mieux connue de ces dépôts dans le secteur D.

A POI, la phase 5US, non datée, pourrait correspondre, à l'instar du secteur D, au dépôt du faciès SiSaA à grains carbonatés détritiques, identifié en recouvrement des sédiments de faciès SaG (2US) dans la partie nord-ouest du transect (Tab. 5.2). La date de 7,86 ± 0,65 ka (OSL) montrant un remaniement des dépôts 2US durant l'Atlantique sur POI1, indique probablement l'emplacement du chenal actif de l'époque, à proximité des dépôts SiSaA (Tab. 2.3 et Fig. 2.35). Ce remaniement des faciès SaG témoigne d'une énergie assez élevée dans le chenal actif. Il est possible que durant 5US à POI les dépôts ne se soient mis en place que sur une partie limitée de la plaine alluviale. Des sédiments moins sableux (faciès SiAo et SiAO) (Tab. 5.2) ont pu être déposés, comme sur le site BRO, bien qu'à POI ils ne soient pas clairement identifiés dans le remplissage sédimentaire.

A BRO, l'existence d'une sédimentation 5US silto-argileuse à l'Atlantique (faciès SiAo probable décrit sous le terme « vase verte », d'après Cyprien-Chouin *et al.*, 2004) (Tab. 5.2) est attestée par l'analyse palynologiques et les âges ^{14}C. La sédimentation semble toujours confinée aux chenaux larges et profonds incisés lors de 3I, bien marqués sur le transect BRO, constituant les points bas de la vallée.

Cette accrétion détritique dans toutes les dépressions de la plaine alluviale montre que les débits hydriques et/ou la charge sédimentaire ont été plus importants durant la phase 5US relativement à 4US. L'exportation de la matière hors du chenal a pu être favorisée par une réduction de sa profondeur suite au comblement de la phase 4US.

Sur BRO-S1 et BRO-S2, le contact semble discontinu entre 4US et 5US : ceci suggère que localement, l'activité du chenal actif durant 5US a érodé les dépôts 4US (migration verticale ou latérale). La présence plutôt résiduelle des dépôts 5US à POI et à BRO pourrait indiquer qu'ils aient été initialement peu épais dans le fond de vallée, ou encore qu'ils aient été incisés lors d'une phase ultérieure de l'évolution de la vallée (phase 6I ci-après).

5.1.3.6. La phase d'incision 6I

L'absence suggérée de dépôts 4US tourbeux dans le chenal incisé lors de 3I à POI, l'apparente faible représentation des dépôts 5US dans le remplissage sédimentaire, et enfin la présence d'un hiatus pollinique allant de la fin de l'Atlantique au début du Subatlantique à BRO, vraisemblablement recoupé par une lacune de sédimentation d'après Cyprien-Chouin *et al.* (2004), sont autant d'indices de l'existence d'une phase d'incision notée **6I** (Fig. 5.4). Celle-ci a pu se développer dès la fin de l'Atlantique jusqu'au début du Subatlantique, période marquée par l'absence totale de sédiments datés sur les transects. La caractérisation de 6I dans le secteur C n'est pas évidente, notamment parce que l'extension des dépôts 5US n'est pas clairement identifiée. Cependant, deux éléments peuvent être retenus pour caractériser cette phase. Tout d'abord, le remaniement dans 2US a continué à se développer après 7,86 ± 0,65 ka (OSL), comme l'indique la présence d'environ 1 m de dépôts SaG au dessus du niveau daté. Cela traduit le maintien probable du chenal actif à cet emplacement, au moins durant un épisode initial de 6I. L'incision modérée probable qui affecte les dépôts 5US à BRO, mais surtout celle mieux avérée qui affecte en profondeur les dépôts 4US et 5US à POI, pourrait correspondre à une migration verticale et latérale du chenal actif durant la phase 6I.

L'incision dans les faciès 4US et 5US a pu se développer de manière synchrone avec le remaniement de 2US, mais il est plus probable qu'elle se soit propagée dans ces dépôts plus érodables lors d'un épisode ultérieur de 6I, après migration du chenal. L'incision 6I n'a pas affecté tous les dépôts 4US, puisqu'ils ont été préservés en partie à l'aplomb du chenal 3I à POI et dans la dépression principale à BRO, ce qui suggère son intensité modérée (Fig. 2.35 et 2.36). Dans certains secteurs de la plaine alluviale qui ne sont pas affectés par les

remaniements ou l'incision, la phase 6I a pu être proche de la stabilité morphologique. Relativement à la phase d'accrétion 5US, le développement de l'incision 6I peut correspondre à une meilleure exportation des flux sédimentaires par le chenal, processus peut-être favorisé par une plus faible charge détritique issue des versants.

5.1.3.7. La phase d'accrétion 7US

Suite à la phase d'incision 6I, une phase de dépôt notée **7US** (Fig. 5.4) est clairement identifiée à POI comme à BRO. Elle est caractérisée par la mise en place de faciès variés sur toute la largeur de la plaine alluviale : SiAo, SiAO et SiSaA, principalement localisés à la base de l'unité 7US ou en rive gauche, SiT et TSi localisés notamment à la partie supérieure de 7US en rive droite, et SiSaA en lentilles intercalées dans les précédents faciès (Tab. 5.2). Cette répartition des faciès détritiques et organiques le long de la plaine alluviale est confirmée par les données géophysiques qui précisent également l'extension de cette géométrie en amont et en aval de POI (Fig. 3.14). Au pied du versant SE à POI, des colluvions de bas de versant (faciès FV) ont été observées aux mêmes cotes que les dépôts alluviaux 7US, ce qui suggère leur caractère contemporain.

Trois épisodes successifs semblent avoir marqué l'édification des dépôts 7US dans le secteur C, marquant tout d'abord la transition avec 6I puis une progression de l'accrétion sédimentaire différente selon les sites morpho-sédimentaires de la plaine alluviale. La phase 7US est bien contrainte chronologiquement grâce à 10 datations ^{14}C.

Un premier épisode de l'accrétion 7US, noté **7USa**, est marqué par le comblement progressif des chenaux profonds hérités de l'incision 6I par des dépôts détritiques de faciès SiSaA, SiAo ou SiAO avant 3373-3082 cal BP. Suite au comblement du chenal et à la réduction de sa profondeur, les débordements ont pu être facilités sur toute la largeur la plaine alluviale avec le dépôt des faciès SiAO et SiAo homogènes et caractéristiques de plaine d'inondation. A BRO, l'extension latérale de la sédimentation s'est propagée jusque sur les hauts-fonds du substrat crétacé au sud-est, avec le dépôt, avant 3069-2774 cal BP, des facièsTSi+SiT (Fig. 2.36). Ce dépôt marginal de sédiment tourbeux indique la présence probable d'un petit bassin d'inondation (Leopold *et al.*, 1964) à cet emplacement, soulignant l'existence de sites morpho-sédimentaires bien différenciés dans la plaine alluviale durant l'épisode 7USa puis pendant 7USb.

Le second épisode de la phase 7US, noté **7USb**, mieux connu puisque mieux daté, est probablement le plus long de la phase 7US. Il s'est développé en continuité de 7USa, après 2751-2461 cal BP, vers 2341-2124 cal BP et 2313-2045 cal BP, et avant 966-765 cal BP. Cet épisode est caractérisé par la mise en place de dépôts de faciès très contrastés (dépôts très détritiques ou très organiques) indiquant l'existence de sites morpho-sédimentaires très différenciés dans la plaine alluviale en cours d'accrétion. Les dépôts tourbeux (faciès SiT encadrant le faciès TSi à POI, faciès TSi+SiT à BRO), très étendus en rive droite (80 à 100 m de large) et épais d'en moyenne 1 m ou plus, n'ont pu se mettre en place que dans des dépressions peu profondes de la plaine alluviale, tels des petits bassins d'inondation. Dans ces dépressions, la MO s'est bien conservée, suggérant un engorgement assez pérenne et donc un niveau élevé de la nappe phréatique dans les alluvions. Les faciès détritiques SiAo et SiAO présentent des caractéristiques de dépôts fins de plaine d'inondation, de type top-stratum (Allen, 1965), et sont localisés dans la partie sud-est de la plaine alluviale à POI et de part et d'autre du chenal actuel à BRO.

Le dernier épisode de 7US, noté **7USc**, s'est développé après 2341-2124 cal BP et 2313-2045 cal BP et dès 966-765 cal BP. Il est marqué par une progression de la sédimentation détritique aux dépens de la sédimentation tourbeuse, bien que le contexte permette encore très localement le dépôt de sédiments riches en MO.

Sur le site BRO, les dates de 1776-1449 cal BP et de 1702-1417 cal BP (BRO-S8) sont situées à des cotes plus profondes que des dates qui les encadrent [2341-2124 cal BP et 966-765 cal BP (BRO-S1), 2335-2014 cal BP et 1349-1179 cal BP (BRO-S13)] dans la même unité 7USc. Cela suggère que ces dates pourraient se trouver à l'emplacement du chenal de l'époque, à proximité du chenal actuel.

D'une manière générale, la phase 7US traduit une hausse du niveau d'eau dans la plaine alluviale mais aussi celle des apports détritiques. La phase 7US est importante dans l'ensemble du remplissage sédimentaire de la plaine alluviale puisqu'elle a pu engendrer jusqu'à 2 m d'épaisseur de sédiments. Elle a débuté au Subatlantique avant 3373-3082 cal BP à POI et avant 3069-2774 cal BP à BRO (Âge du Bronze final) et a pris fin vers 1000 cal BP (fin du Haut Moyen-Âge), quand a débuté l'accrétion de la phase 8US décrite ci-après.

5.1.3.8. La phase d'accrétion 8US

Dans la continuité de la phase 7US, une phase d'accrétion, notée **8US**, s'est mise en place sur toute la largeur de la plaine alluviale (Fig. 5.4). Les dépôts sont essentiellement constitués du faciès SiAo homogène, très ponctuellement des faciès SiT+TSi sur le transect BRO, et du faciès SiSaA sur le transect POI en bordure de plaine alluviale (Tab. 5.2). Des matériaux de faciès RA et FV, localisés respectivement en bordure nord-ouest et sud-est de la plaine alluviale, sont également associés à la phase de dépôt 8US (Tab. 5.2). Cette phase a débuté après 1349-1179 cal BP, vers 966-765 cal BP (fin du Haut Moyen-Âge), et s'est développée jusqu'à nos jours. Le caractère homogène de la distribution des dépôts silto-argileux dans toute la plaine alluviale montre qu'ils ont été mis en place en contexte de plaine d'inondation : ceci est confirmé par les observations actuelles qui montrent un à plusieurs épisodes de crues brèves notamment durant l'hiver et le printemps, inondant temporairement la plaine alluviale (Fig. 1.20). Le chenal était probablement assez profond (~ 1,5 m) comme actuellement. Relativement à 7US, la phase 8US fut moins propice à la mise en place de dépôts organiques dans la plaine alluviale. Elle correspond à la fin du comblement des petits bassins d'inondation fonctionnels durant la phase 7US. Ceci montre une évolution autogénique de la plaine alluviale, qui a pu cependant être associée à une baisse du niveau d'eau et/ou une hausse des apports détritiques. Les dépôts 8US recouvrent les sédiments antérieurs sur environ 0,6 à 1 m d'épaisseur.

La présence ponctuelle du faciès SiSaA sur la bordure nord-ouest de la plaine alluviale à POI (Fig. 2.35) peut être associée au creusement et au curage de l'ancien bief situé à 7 m de POI6, tandis que le faciès RA au sommet de POI6 correspond à des aménagements paysagers récents. Le faciès FV intercalé dans les dépôts fluviatiles 8US en bordure de plaine alluviale à POI montre une dynamique érosive relativement importante sur le versant sud-est durant cette période.

5.1.3.9. Résumé : l'évolution de la dynamique fluviatile dans le secteur C

A l'instar du secteur D, les 8 phases d'évolution définies pour la Choisille ont été identifiées dans le secteur C (Fig. 5.4).

- **Phase 1** : elle correspond à une phase d'incision (1I) qui a affecté les craies crétacées en fond de vallée et s'est développée avant 13091-12660 cal BP.

- **Phase 2** : elle correspond à la mise en place de dépôts sablo-graveleux (2US) sur toute la largeur de la vallée. L'âge des dépôts initiaux 2US n'a pas pu être précisé directement dans ce secteur : ils se sont mis en place avant 13091-12660 cal BP (^{14}C), et les dates OSL de 11,91 ± 1,03 ka et 7,86 ± 0,65 ka montrent que cette unité a pu être remaniée jusque durant l'Atlantique.

- **Phase 3** : elle est caractérisée par une incision (3I) dans les dépôts 2US, conduisant à la formation de un à deux chenaux. Elle s'est développée avant 13091-12660 cal BP (Allerød).

- **Phase 4** : elle correspond au dépôt de sédiments silto-argileux organiques ou plus détritiques (4US) dans les points bas de la vallée, c'est-à-dire dans le ou les paléochenaux incisés dans 2US durant la phase 3I. Elle est contrainte entre l'Allerød (13091-12660 cal BP) et le Boréal (par la palynologie).

- **Phase 5** : elle est relative à la mise en place de dépôts plus détritiques 5US (silt-argileux plus ou moins sableux) en continuité de la phase 4. Les sédiments recouvrent plus largement le fond de vallée et ont pu se mettre en place dès 8158-7594 cal BP (fin du Boréal) et jusque vers 7412-6987 cal BP (Atlantique).

- **Phase 6** : elle correspond à une incision (6I) qui a affecté partiellement les dépôts 5US et probablement les dépôts 4US. Elle s'est développée après 7412-6987 cal BP (Atlantique) et avant 3373-3082 cal BP (Subatlantique).

- **Phase 7** : elle est caractérisée par la reprise de la sédimentation sur toute la largeur de la vallée, avec selon les sites sédimentaires (bassin d'inondation ou plaine d'inondation) des dépôts plus organiques ou détritiques silto-argileux (7US). Les dépôts de la phase 7 se sont mis en place avant 3373-3082 cal BP (Subatlantique – Âge du Bronze) et jusque vers 966-765 cal BP (Subatlantique - fin du Haut Moyen-Âge à Moyen Âge central).

- **Phase 8** : dans la continuité de la phase 7, elle est relative à la mise en place de dépôts silto-argileux à dominance détritique sur toute la largeur de la vallée, dès 966-765 cal BP (Subatlantique - fin du Haut Moyen-Âge à Moyen Âge central) et jusqu'à nos jours.

5.1.4. Evolution de la dynamique fluviatile dans le sous-bassin de Chenusson (secteur A)

Dans le secteur A, la nature du substratum géologique en fond de vallée varie de l'amont vers l'aval : argiles à silex sur le transect POI (3 forages, 2 dates ^{14}C) (Fig. 2.8), et craie turonienne sur les transects NAU (5 forages, 9 dates ^{14}C) (Fig. 2.12) et HAR (7 forages, 2 dates ^{14}C) (Fig. 2.16). Les différentes phases d'incision plio-quaternaires dans ce secteur ont conduit à l'élaboration d'une vallée dissymétrique, globalement orientée nord-sud, avec en rive gauche le versant orienté vers l'ouest qui est plus abrupt. La largeur de la vallée est croissante de l'amont vers l'aval (d'environ 30 m à POI à 100 m à HAR), tout comme l'épaisseur moyenne d'alluvions déposées au dessus du substrat (jusqu'à 2,5 m à POI, jusqu'à 4,5 m à HAR).

Dans ce secteur, les transects montrent des évolutions sensiblement différentes entre eux d'une part et de celles des secteurs C et D d'autre part.

5.1.4.1. La phase d'incision 1I

Tout comme dans les secteurs C et D, l'incision la plus récente à avoir incisé le substrat crétacé en fond de vallée est notée **1I** (Fig. 5.6). A la différence des secteurs C et D, le substrat fut incisé de manière assez régulière en fond de vallée et aucun surcreusement profond résultant d'une chenalisation n'est observé : la surface du substrat sous les alluvions semble relativement plane à PON et NAU, et de forme plus concave à HAR. Ceci montre que les écoulements lors de 1I se sont probablement effectués dans un chenal large ou fortement divaguant recouvrant l'ensemble du fond de vallée qui est relativement étroit dans ce secteur ($\leq$ 100m). L'incision 1I s'est développée bien avant 12714-12431 cal BP, durant une période de bas niveau de la Grande Choisille située en aval.

5.1.4.2. La phase d'accrétion 2US

Sur toute la largeur du fond de vallée, des dépôts de faciès SaG ont été observés au dessus du substrat. Leur puissance est croissante de l'amont vers l'aval (maximum 40 cm et 1,5 m respectivement à PON et à HAR). Ils caractérisent une phase d'accrétion, notée **2US** (Fig. 5.6), similaire aux phases 2US des secteurs C et D aussi constitués exclusivement du faciès SaG. Dans ce sous-bassin d'amont, les roches sources possibles des sédiments 2US sont les argiles à silex principalement, mais aussi probablement les craies crétacées, comme le

montre l'abondance des graviers et galets de silex dans le faciès SaG (Tab. 5.3). Le transit et le dépôt de ces matériaux à éléments grossiers en fond de vallée implique que des hauts niveaux d'énergie ont été atteint par la rivière durant cette phase.

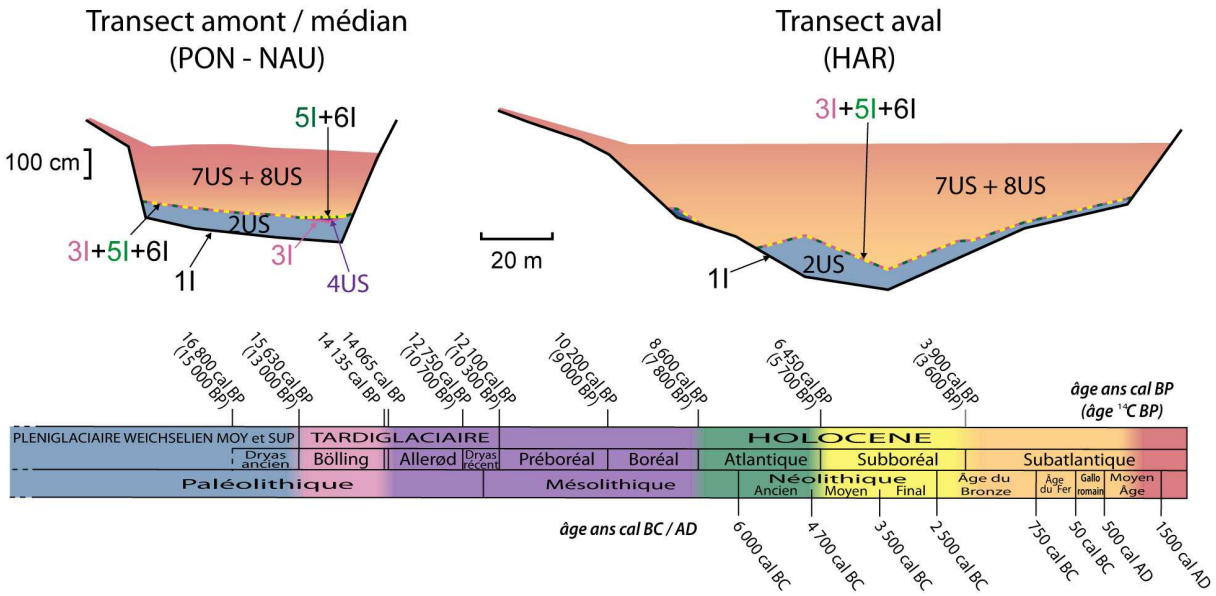


Figure 5.6 *: transects synthétiques montrant la distribution schématique des 8 phases d'évolution observées dans le secteur A (US : Unité Sédimentaire ; I : Incision)*

Phase d'accrétion	Faciès identifiés	Chronozones bio-climatiques	Périodes archéologiques
7US et 8US	SiSaA, SiAo, SiT, CB, FV, RA	Subatlantique	Âge du Bronze à période actuelle
4US	SiT	limite Allerød / Dryas récent	limite finale du Paléolithique supérieur
2US	SaG		

Tableau 5.3 *: faciès sédimentaires associés aux phases d'accrétion fluviatile dans le secteur A et équivalences chronologiques*

A PON et à NAU (respectivement de 40 à 120 cm de comblement 2US), les fractions argile, silt et sable fin sont abondantes (très variables à PON, et en moyenne 30 à 35 % du matériau à NAU). Elles forment une matrice emballant des graviers et galets (jusqu'à plus de 50 % du matériau) pouvant atteindre 5 cm. Le dépôt synsédimentaire de ces fractions granulométriques très différentes semble assez incompatible dans une dynamique fluviatile stricte qui engendre des matériaux mieux triés granulométriquement. A HAR, les fractions

fines sont moins abondantes, quoique présentes, et plus largement dominées par les fractions sable grossier, galet et gravier constituant en moyenne plus de 80 % du faciès SaG. Dans le secteur A, la composition du faciès SaG doit être interprétée en considérant la nature initiale probable du dépôt mis en place durant la phase 2US, avant 12714-12431 cal BP (Dryas récent), et les modifications liées à son évolution post-dépôt, car de longues phases d'incision modérée ultérieures ont pu affecter ces sédiments (voir 5I et 6I ci après). La date de 2036-1826 cal BP (Subatlantique) obtenue à PON dans les dépôts 2US sur un fragment ligneux (racine) a été rejetée car elle est postérieure au dépôt de 2US et totalement incohérente avec le phasage du secteur A.

La date ^{14}C de 12714-12431 cal BP à NAU dans les dépôts de la phase 4US sus-jacents montre que l'abondance en matrice silto-argileuse du faciès SaG des dépôts 2US a été acquise avant le Dryas récent. Les dépôts initiaux sont donc probablement apparentés à des coulées boueuses, issues des versants proches. Ils ont ensuite été plus ou moins vannés et triés lors des remaniements postérieurs à leur mise en place. Cette hypothèse n'est valable que si les dépôts 2US observés dans le secteur A se sont mis en place durant un épisode tardif de la phase 2US telle qu'observée dans les secteurs C et D. En effet, le secteur A était intégré dans la dynamique fluviatile de l'ensemble du bassin et a alimenté les secteurs en aval (C et D) durant l'essentiel de la phase 2US.

5.1.4.3. La phase d'incision 3I

La surface irrégulière, voire l'absence ponctuelle, des dépôts 2US à HAR suggère qu'ils ont été incisés lors d'une phase d'évolution ultérieure, notée **3I** (Fig. 5.6). Comme pour 1I, l'intensité de cette incision fut variable de l'amont vers l'aval du sous-bassin : à POI et à NAU la surface d'érosion est assez régulière, tandis qu'elle est plus irrégulière à HAR. Ceci suggère que l'incision 3I a été plus intense en aval du sous-bassin, en lien probable avec des écoulements plus énergiques suivant un gradient amont-aval localement croissant, écoulements capables de déstocker en partie les matériaux SaG de la phase 2US. Bien que l'incision 3I soit plus marquée vers l'aval, aucun paléochenal correspondant à cette phase n'a été observé dans ce secteur (Fig. 3.5), à la différence des secteurs C et D. Durant 3I, les dépôts 2US ont pu être partiellement remaniés, comme suggéré dans le § 6.1.4.2 précédent. Cette phase s'est développée avant 12714-12431 cal BP, date obtenue dans l'unité 4US sus-jacente.

5.1.4.4. La phase d'accrétion 4US

Sur le transect NAU, une mince lentille de faciès SiT (10 cm) est observée au dessus des dépôts 2US. Ce dépôt, daté de 12714-12431 cal BP (transition Allerød – Dryas récent) indique une nouvelle phase d'accrétion notée **4US** (Fig. 5.6 et Tab. 5.3). La présence du faciès SiT en fond de vallée atteste, durant la phase 4, d'écoulements de faible intensité, du maintien d'un niveau d'eau pérenne nécessaire à la conservation de la MO et d'une charge détritique restreinte. L'absence de dépôts 4US à HAR, ainsi que l'extension limitée de ces dépôts à NAU suggère qu'ils ont pu être incisés lors des phases 5I et 6I décrites ci-après.

5.1.4.5. Les phases d'incision 5I et 6I

L'absence de dépôts datés après le Dryas récent et jusqu'au Subatlantique (avant 3549-3341 cal BP à HAR) sur tous les transects du secteur A est l'indice d'un bilan d'évolution plutôt érosif de la plaine alluviale durant ces périodes. Ces phases d'incisions sont notées **5I** et **6I** car elles correspondent chronologiquement aux périodes couvertes par les phases 5 et 6 identifiées dans les secteurs C et D (Fig. 5.6). Les incisions 5I et 6I ont pu éroder en partie les dépôts 4US et contribuer à l'évolution post-dépôt des matériaux 2US (remaniements avec fragmentation, tri de la fraction fine, exhumation des dépôts favorisant leur altération météorique). Cependant, la préservation de la mince lentille de faciès SiT à NAU (4US) montre que l'intensité de l'érosion durant ces phases fut probablement modérée, avec un bilan proche de la stabilité morphologique. A l'appui de cette idée, aucun chenal incisé durant cette période n'a été mis en évidence sur les transects. Dans la continuité des phases 3I et 4US, les phases 5I et 6I montrent que les conditions hydro-sédimentaires ne furent pas favorables à l'accumulation détritique en fond de vallée, ce qui pourrait résulter d'un faible flux solide, ou d'une forte capacité d'exportation de la matière par la rivière. Il est cependant peu probable, à NAU notamment, que la capacité d'exportation de la matière solide ait été favorisée par la chenalisation puisqu'aucun chenal n'est identifié dans la forme de la surface de 2US. Durant les phases 5I et 6I, les dépôts 2US ont pu être soumis à l'altération météorique et à la pédogénèse (amenuisement des constituants), et/ou être en partie triés par les eaux courantes.

5.1.4.6. Les phases d'accrétion 7US et 8US

Suite aux phases d'érosion modérée 5I et 6I dans la plaine alluviale, la sédimentation a repris et perduré au Subatlantique durant les phases **7US** et **8US** (Fig. 5.6), beaucoup plus tôt

à HAR (avant 3549-3341 cal BP, Âge du Bronze) qu'à NAU (peu avant 1514-1302 cal BP) ou à PON (avant 927-744 cal BP, Moyen-Âge). Les différences lithologiques mises en évidence entre les phases 7US et 8US dans les secteurs C et D ne sont pas perceptibles dans le secteur A et ces deux phases sont donc traitées ensemble. Durant 7US et 8US, des dépôts fluviatiles très détritiques à phase sableuse marquée se mettent en place sur toute la largeur de la vallée avec le faciès SiSaA majoritaire, et localement le faciès SiAo à NAU (entre 1168-936 cal BP et 790-673 cal BP) ou le faciès SiT à PON (vers 927-744 cal BP) (Tab. 5.3). La dominance du faciès SiSaA s'est poursuivie par la suite, et se poursuit encore activement, comme le montrent les dates de 102 ± 0,5 pMC et 101,9 ± 0,5 pMC vers le sommet de la pile sédimentaire à NAU. Les dépôts fluviatiles SiSaA et SiAo se sont mis en place dans un contexte de plaine d'inondation, tandis que le faciès SiT correspond très localement à PON au comblement d'une petite dépression humide. Des coulées boueuses (faciès CB) et des dépôts de pente (faciès FV) sont localement intercalés dans les dépôts fluviatiles *sensu-stricto* (Tab. 5.3), montrant un transit latéral accru des matériaux sur les pentes durant ces phases, dû à une déstabilisation des versants. Dans cette vallée étroite, les apports directs issus des versants proches (faciès FV et CB) peuvent représenter une partie importante du comblement en fond de vallée. Des remblais anthropiques (faciès RA) associés à l'implantation d'un chemin sont observés au sommet du remplissage à NAU (Tab. 5.3). Les phases 7US et 8US constituent la plus grande partie du comblement alluvial dans le secteur A, avec respectivement environ 1,8, 3 et 3,5 m de dépôts à PON, NAU et HAR.

Les forages réalisés dans le vallon de la Morinière (site MOR, § 2.3.4), actuellement sec, ont montré qu'il était exclusivement comblé de matériaux hétérogènes de faciès FV. Sur ce site les dépôts pouvant atteindre plus de 4 m d'épaisseur, riches en fragments grossiers de craie et reposant sur la craie crétacée altérée, sont exclusivement issus des versants très proches constitués de craie et d'argile à silex. Dans ces dépôts non-fluviatiles, l'abondance de la matrice silto-argileuse, parfois sableuse, emballant des fragments de craie pouvant atteindre 8 cm indique une mise en place par des processus de solifluxion et d'éboulisation. L'abondance en fragments charbonneux à la base des dépôts et les fragments de terres cuites architecturales dans la colonne sédimentaire, montrant une activité anthropique sur les versants, confirment un âge relativement récent des dépôts et une correspondance possible avec les phases 7US et 8US du Subatlantique. La forte accumulation en fond de vallée de matériaux FV montrerait une forte érosion sur les versants durant les phases 7US et 8US. Au sein de ce vallon sec, le transit de la matière s'effectue latéralement depuis les versants mais

aussi de l'amont vers l'aval. Ces matériaux viennent alimenter la vallée de la petite Choisille de Chenusson, comme le montre en géophysique la présence de dépôts peu conducteurs (faciès FV probable), constituant un bouchon sédimentaire dans la plaine alluviale à la confluence du vallon avec la vallée fluviatile (Fig. 3.5).

Dans le secteur A, la mise en place de dépôts fluviatiles essentiellement détritiques et épais, et les indices d'une déstabilisation des versants durant 7US et 8US, montrent que l'édification de la plaine alluviale a résulté principalement d'une hausse des apports solides en provenance de la couverture lœssique des plateaux (parfois sableuse) mais aussi des argiles à silex assez répandues dans le secteur (Fig. 1.21). La nature variée des minéraux de la fraction argileuse (quartz, smectites, kaolinite), avec la présence nette de l'illite (Fig. 2.11 et 2.15), semble confirmer cette hypothèse (*cf.* § 1.2.2.3). Durant ces phases, la forte rétention récente des flux particulaires en fond de vallée fut probablement induite par une capacité d'exportation insuffisante de la rivière relativement à la forte production sédimentaire des versants.

5.1.4.7. Résumé : l'évolution de la dynamique fluviatile dans le secteur A

Dans le secteur A, l'évolution de la rivière n'a pas été univoque de l'amont vers l'aval. Elle présente aussi des similitudes et des différences avec l'évolution de la vallée principale (secteurs C et D).

- **Phase 1** : elle est caractérisée par une incision 1I, qui a affecté le substrat argilo-siliceux (en amont) et crayeux (en parties médiane et aval) crétacés avant 12714-12431 cal BP (Allerød). Les formes d'érosion associées à la phase 1I ne sont pas nettes dans ce secteur, et aucune chenalisation n'est identifiée, à la différence des secteurs C et D.

- **Phase 2** : elle correspond à la mise en place de l'unité sablo-graveleuse 2US sur toute la largeur de la vallée avant 12714-12431 cal BP (Allerød).

- **Phase 3** : elle est caractérisée par une incision 3I, qui a affecté les dépôts sablo-graveleux 2US avant 12714-12431 cal BP (Allerød). L'incision 3I fut modérée dans les parties amont et médiane du sous-bassin et plus intense en partie aval.

- **Phase 4** : elle est caractérisée par le dépôt local et discret, sur le transect NAU, de sédiments tourbeux (faciès SiT) datés de 12714-12431 cal BP (Allerød). L'absence de sédiments 4US sur les autres transects du secteur A peut indiquer qu'ils ne se soient jamais mis en place, et donc une relative stabilité morphologique en fond de vallée, et/ou leur érosion lors des phases 5 et 6.

- **Phases 5 et 6** : elles correspondent à une incision modérée (5I et 6I) dans la plaine alluviale, durant une période correspondant aux phases 5 et 6 des secteurs C et D.

- **Phases 7 et 8** : elles sont relatives à la reprise de l'accrétion sédimentaire (7US et 8US) sur toute la largeur de la plaine alluviale. Les dépôts sont essentiellement détritiques et constitués soit de silt-argileux plus ou moins sableux, soit de coulées boueuses et formations de versants intercalées dans les alluvions. La mise en place des dépôts à débuté avant 3549-3341 cal BP (Subatlantique - Âge du Bronze) en partie aval du sous-bassin et peu avant 1514-1302 cal BP (Haut Moyen-Âge) en partie amont, et s'est développée jusqu'à nos jours.

5.1.5. Evolution de la dynamique fluviatile dans le sous-bassin de St-Roch (secteur B)

Dans ce secteur le substratum géologique en fond de vallée varie de l'amont vers l'aval, respectivement des calcaires ou marnes lacustres éocènes aux formations crayeuses crétacées. Tout comme dans le secteur A, mais de manière moins prononcée, les différentes phases d'incision plio-quaternaires ont conduit à l'élaboration d'une vallée (globalement orientée est-ouest) aux versants légèrement dissymétriques, le plus abrupt étant orienté vers le sud. La largeur de la plaine alluviale et l'épaisseur des dépôts sont croissantes de l'amont vers l'aval, d'environ 20 à 60 m et en moyenne 1 à 3 m.

Les transects du secteur B montrent des évolutions partiellement différentes entre eux d'une part et de celles des secteurs A, C et D d'autre part. Le transect BIL (10 forages, 7 datations ^{14}C) (Fig. 2.32), à l'aval du sous-bassin, présente une évolution plus complexe que les transects FON (6 forages) (Fig. 2.21), ROC (6 forages, 4 datations ^{14}C) (Fig. 2.25) et LAV (5 forages) (Fig. 2.28) localisés plus en amont.

5.1.5.1. La phase d'incision 1I

Tout comme dans les secteurs A, C et D, la phase **1I** a incisé le substrat crétacé ou éocène en fond de vallée (Fig. 5.7). L'incision a donné une surface assez régulière en partie amont et médiane du sous-bassin (transects FON, ROC et LAV), tandis qu'elle fut plus irrégulière sur le transect BIL en aval, avec un chenal profond d'environ 1 m vers le nord-est de la plaine alluviale. Dans les parties amont et médiane du sous-bassin, les écoulements durant 1I ont dû balayer le fond de vallée et être moins abondants, tandis qu'en aval, à BIL, ils furent plus chenalisés durant certains épisodes, peut-être en lien avec une augmentation amont-aval du débit hydraulique moyen. Comme dans les autres secteurs, l'incision du substrat géologique implique un niveau de base également bas de la vallée principale (Grande Choisille) lors d'une phase bien antérieure à 10401-10208 cal BP, date la plus ancienne obtenue sur les sédiments dans le secteur B.

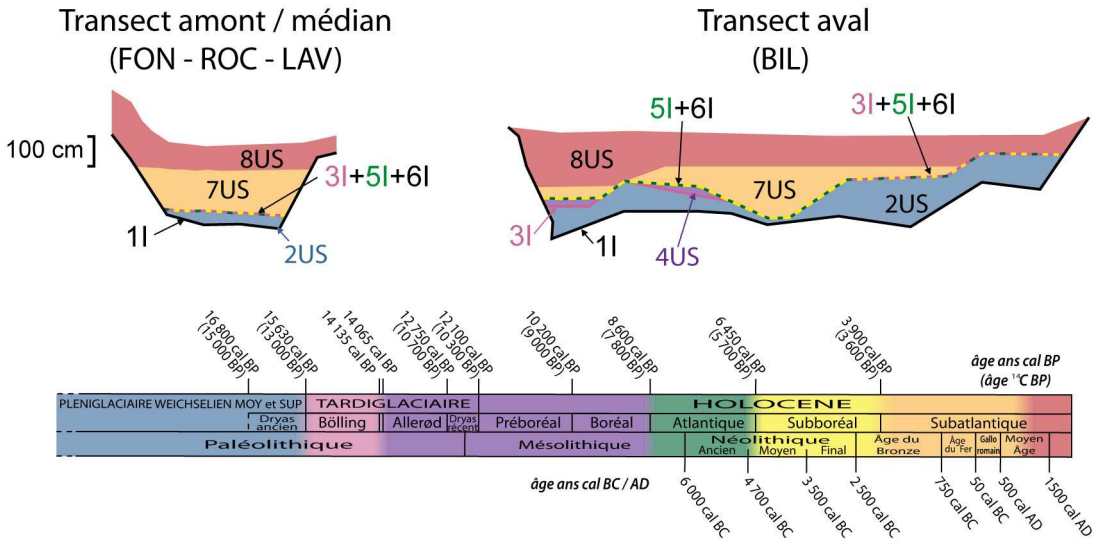


***Figure 5.7** : transects synthétiques montrant la distribution schématique des 8 phases d'évolution observées dans le secteur B (US : Unité Sédimentaire ; I : Incision)*

A LAV, une dépression exceptionnellement profonde a été observée en forage dans la craie sénonienne sous les dépôts superficiels (Fig. 2.28). Elle est comblée de matériaux hétérométriques hétérogènes (faciès FV à meulière ou silex) et confirmée par la géophysique (Fig. 3.11). Cette structure n'a pu se constituer que par dissolution karstique du calcaire, avec comblement synchrone ou consécutif par des matériaux d'origines diverses, ce qui constitue une sorte de doline comblée. L'âge de la formation et du comblement de cette structure n'a pu être estimée.

5.1.5.2. La phase d'accrétion 2US

Sur tous les transects, des dépôts SaG ont été observés au dessus du substrat en fond de vallée. Ils correspondent à la phase d'accrétion notée **2US** (Fig. 5.7 et Tab. 5.4) assez similaire à celles des secteurs A, C et D. La puissance des dépôts est croissante de l'amont vers l'aval du sous-bassin. A l'instar du secteur A, la granularité des matériaux 2US (éléments grossiers à matrice silto-argileuse) peut s'expliquer par des caractéristiques de dépôts initiaux et des évolutions post-dépôt plus ou moins marquées (*cf.* § 5.1.4.2). Les éléments grossiers sont issus de diverses formations géologiques du sous-bassin à BIL (meulière et éléments siliceux rougeâtres éocènes, silex crétacés), ce qui montre une contribution de l'ensemble des versants durant cette phase qui s'est développée avant 10401-10208 cal BP. Cette observation est appuyée par la présence de minéraux variés dans la fraction argileuse (Fig. 2.24 et 2.31). Lors de la phase 2US, des coulées boueuses importantes (faciès CB) ont également pu être archivées, comme à BIL, montrant une déstabilisation des versants plus en amont (Tab. 5.4). A FON, le faciès SaG repose sur le faciès FV lithologiquement proche et pourrait résulter du vannage de ce dernier (Fig. 2.21).

Phase d'accrétion	Faciès identifiés	Chronozones bio-climatiques	Périodes archéologiques
8US	SiSaA, SiAo, SiAO, SaG, FV, RA	Subatlantique	Haut Moyen-Âge à période actuelle
7US	SiSaA, SiT, SiAO, SaG, FV	Subatlantique	Âge du Bronze à Haut Moyen-Âge
4US	SiT, SiAO, SiSaA	Préboréal à Boréal	Mésolithique
2US	SaG, CB		

***Tableau 5.4** : faciès sédimentaires associés aux phases d'accrétion fluviatile dans le secteur B et équivalences chronologiques*

5.1.5.3. La phase d'incision 3I

La surface très irrégulière des dépôts 2US à BIL (jusqu'à 2 m de dénivelé) montre qu'ils ont été incisés lors d'une phase ultérieure d'évolution du fond de vallée, notée **3I** (Fig. 5.7). Tout comme dans le secteur A, l'incision 3I est moins marquée dans les parties amont à médiane du sous-bassin (transects FON et ROC), où la surface de 2US est assez régulière et sans chenal marqué. Plus en aval, la surface de 2US est légèrement irrégulière à LAV, et montre les formes d'érosion les plus marquées à BIL où les deux forts

surcreusements identifiés peuvent être interprétés comme deux paléochenaux (Fig. 2.32). La phase 3I a donc connu une dynamique favorable au déstockage des faciès grossiers SaG ou CB constituant 2US, avant 10401-10208 cal BP à BIL. Durant cette phase, les dépôts 2US ont logiquement été remaniés.

5.1.5.4. La phase d'accrétion 4US

Sur le transect BIL, la présence de dépôts plus ou moins organiques (faciès SiT et SiAO et très discrètement SiSaA), localisés à l'aplomb ou dans les paléochenaux incisés lors de la phase 3I, sont l'indice d'une phase de dépôt **4US** aux caractéristiques analogues à celles observées dans les secteurs C et D (Fig. 5.7 et Tab. 5.4). Les dépôts 4US sont datés de 10401-10208 cal BP (fin du Préboréal) et 9690-9493 cal BP (milieu du Boréal). Sur le forage BIL8 (Fig. 2.32), la position haute de la lentille 4US relativement au fond du paléochenal proche, incisé durant 3I, suggère que les dépôts 4US ont pu atteindre une puissance d'au moins 1,5 m avant d'être incisés lors des phases ultérieures 5I et 6I (voir ci-après). Suivant cette hypothèse, une grande partie des dépôts 4US se serait mise en place avant 10401-10208 cal BP. Le dépôt de sédiments assez organiques dans les chenaux actifs durant 4US a nécessité, à l'instar des secteurs C et D, des débits hydriques modérés, le maintien d'une tranche d'eau assez stable et un flux détritique terrigène limité.

Les caractéristiques de la fraction organique sédimentaire des dépôts SiT (Fig. 5.2) montre une origine probablement mixte comme à CHA. Cependant les dépôts 4US à BIL présentent des IO relativement plus fort qu'à CHA : ceci peut indiquer que les sédiments ont pu être plus oxydés (Espitalié *et al.,* 1985 ; Meyers et Lallier-Vergès, 1999) car mis en position haute, au dessus du chenal incisé, lors des phases d'incision 5I et 6I et donc souvent émergés.

Dans les parties amont et médiane du sous-bassin (transects FON, ROC et LAV), la phase 4US n'a pas été identifiée. Cela peut indiquer que : soit les conditions ont été peu favorables à la mise en place de dépôts de type SiT ou SiAO, soit les dépôts 4US se sont mis en place mais n'ont pas été préservés lors des phases d'incision 5 et 6 (voir ci-après).

5.1.5.5. Les phases d'incision 5I et 6I

L'incision des dépôts 4US à BIL, l'érosion totale possible de ces sédiments sur les autres transects du sous-bassin et l'absence dans le secteur B de sédiments datés de la période

correspondant aux phases 5 et 6 identifiées dans les secteurs C et D, sont les indices d'une longue phase d'incision, notée **5I** et **6I** (Fig. 5.7), par analogie avec les observation effectuées dans le secteur A. Dans le secteur B, tout comme en A, l'impact respectif des phases 5I ou 6I sur l'évolution du fond de vallée ne peut être distingué. Ces phases se sont développées après 9690-9493 cal BP (milieu du Boréal) et avant 3688-3477 cal BP à BIL, et avant 2945-2765 cal BP à ROC.

Sur le transect BIL, en partie aval du sous-bassin, l'incision se caractérise par le creusement de 1 à 2 paléochenaux dans les matériaux fins et organiques de 4US. Cette incision correspond à la réactivation des paléochenaux incisés lors de 3I et comblés par les matériaux 4US. Durant ces phases, la plaine alluviale a pu connaître dans son ensemble une relative stabilité morphologique, l'incision se concentrant plus particulièrement dans les chenaux préexistant. La nature fine et peu cohérente des matériaux SiT et SiAO formant l'unité 4US comblant le paléochenal 3I, relativement aux matériaux plus grossiers (faciès SaG) de la phase 2US environnante, et des écoulements plus énergiques en partie aval du sous-bassin, ont pu favoriser la reprise de l'incision du chenal au même endroit que précédemment durant 5I et 6I à BIL.

Dans les parties amont et médiane du sous-bassin (transects FON, ROC et LAV), les phases 3 à 6 se succèdent sans dépôt sédimentaire attesté et sans qu'il soit possible de distinguer ces phases entre-elles. A la différence du transect BIL où les dépôts organiques et fins ont facilité une incision chenalisante, l'énergie nécessaire au creusement de chenaux dans les matériaux SaG de la phase 2US, alors seuls exposés en fond de vallée, ne fut pas atteinte durant les phases 5 et 6.

Considérant qu'une partie de la plaine alluviale a pu connaître une relative stabilité morphologique et que les flux hydriques n'ont pas été très compétents dans une grande partie du sous-bassin, il est probable que l'incision en partie aval du secteur B a été favorisée par la baisse du niveau moyen de la nappe phréatique des alluvions et/ou un flux sédimentaire restreint. Durant les périodes 5I et 6I, les dépôts 2US exposés en fond de vallée ont pu être en partie remaniés, soumis à l'altération météorique ou à la pédogénèse, ce qui peut en partie expliquer leur enrichissement en matrice silto-argileuse (et en sables fins) dans certains niveaux, comme suggéré dans d'autres secteurs.

5.1.5.6. La phase d'accrétion 7US

Comme dans les autres secteurs, la sédimentation a repris au Subatlantique sur toute la largeur du fond de vallée, avant 3688-3477 cal BP à BIL (Subatlantique, Âge du Bronze) et vers 2945-2765 cal BP à ROC (limite Âge du Bronze et Âge du Fer). Cette phase d'accrétion, notée **7US** (Fig. 5.7), comparativement à la phase 7 identifiée dans les autres secteurs, est marquée par le dépôt de faciès assez variés suivant les transects. Le faciès SiSaA est dominant, et peut contenir des intercalations de faciès SaG (transect ROC, Fig. 2.25) ou SiAO (transect BIL, Fig. 2.32) (Tab. 5.4). Le faciès SiT est bien représenté, comme sur le transect ROC où il passe latéralement au faciès SiSaA, tandis qu'à LAV (Fig. 2.28) et BIL il est intercalé dans ce dernier (Tab. 5.4). Enfin, des dépôts de faciès FV, localement présents en bordure ou dans la plaine alluviale, montrent une déstabilisation des versants contemporaine de la phase 7 (Tab. 5.4).

Durant cette phase, les dépôts fluviatiles relativement fins et assez détritiques (fractions silt et sable fin dominantes) n'ont pu se mettre en place sur toute la largeur de la vallée que dans un contexte de plaine d'inondation. Des différences apparaissent suivant les transects, montrant l'impact de la morphologie locale héritée des phases précédentes, sur la nature et la distribution des sédiments mis en place :

- Sur le transect BIL en partie aval (Fig. 2.32), le comblement du paléochenal hérité de l'incision 5I et 6I a pu s'effectuer en même temps que la sédimentation d'overbank dans la plaine alluviale (faciès SiSaA, SiAo et SiAO), avant 3688-3477 cal BP et jusqu'après 1261-1002 cal BP. De petites dépressions humides dans la plaine alluviale ont pu permettre le dépôt du faciès SiT, tandis qu'au pied des versants le faciès FV s'est intercalé dans les dépôts fluviatiles.

- Sur le transect LAV, le faciès SiSaA s'est mis en place précocement, tandis qu'une coulée boueuse (faciès CB), issue probablement du talweg en amont du transect, s'est intercalée dans le remplissage fluviatile (Fig. 2.28). Des dépôts FV probablement contemporains des dépôts 7US sont également observés sur le versant SW au pied duquel ils s'intercalent dans les alluvions. Dans la plaine alluviale, le faciès SiT a pu se mettre en place dans de petites dépressions humides contemporaines de 7US ou 8US, dont la formation a pu être favorisée localement par l'enfoncement de la crypto-doline sous-jacente.

- Sur le transect ROC (Fig. 2.25), les sédiments SiT déposés durant 7US, pouvant être constitués de près de 30 % de MO, passent latéralement à des sédiments SiSaA qui incluent des lentilles de sédiment SaG. Ceci montre une morphologie bien différenciée en fond de vallée, avec l'existence probable d'un chenal avec ces berges bien délimitées vers le forage ROC4 (faciès SiSaA et SaG), et d'une dépression humide pérenne durant plus de 1700 ans, localisée au niveau du forage ROC3. En bas de versants et en fond de vallée, des matériaux FV intercalés dans les dépôts fluviatiles ont débuté leur mise en place avant 1057-804 cal BP (date obtenue sur des brindilles ligneuses).

- Sur le transect FON (Fig. 2.21), le plus en amont, le faciès SiSaA a pu débuter sa mise en place durant 7US, bien qu'aucune date n'en atteste : en fond de vallée il présente des caractéristiques plus fluviatiles et latéralement, en bas des versants doux, il présente des caractéristiques plus colluviales, sans qu'il existe de transition latérale franche entre les deux. Cette remarque est également valable pour les dépôts 8US sus-jacents (voir ci-après).

La nature ubiquiste des minéraux de la fraction argileuse dans les sédiments ne permet pas de discriminer de sources sédimentaires de manière satisfaisante (Fig. 2.24 et 2.31). D'après la lithologie du sous-bassin, l'abondance des fractions silt et sables fins dans les dépôts SiSaA montre que les sédiments peuvent résulter en partie d'une production sédimentaire par les formations carbonatées lacustres (marnes notamment), mais principalement par la couverture éolienne parfois sableuse. Les apports de sable grossier ont en partie pu être alimentés par les formations détritiques mio-pliocènes qui affleurent dans le secteur.

Dans ce secteur, la reprise de l'accrétion détritique semble plutôt liée à une augmentation de la production détritique par les versants, comme confirmé par l'abondance des dépôts de faciès FV dans la zone de transition versant - plaine alluviale. Cette production fut supérieure à la capacité d'exportation de la matière par le système fluviatile. Le dépôt occasionnel des matériaux SiT dans les dépressions de la plaine alluviale montre bien l'impact principal des caractères morphologiques locaux sur la sédimentation, mais le dépôt de sédiments riches en MO a également pu être favorisé par un haut niveau moyen de la nappe phréatique des alluvions durant 7US.

La phase 7US a pris fin après 1261-1002 cal BP à BIL (Haut Moyen-Âge) et entre 1161-929 cal BP et 927-744 cal BP à ROC (transition Haut Moyen-Âge à Moyen-Âge central), précédant la phase d'accrétion 8US décrite ci-après.

5.1.5.7. La phase d'accrétion 8US

En continuité avec la phase 7US, une phase d'accrétion notée **8US** s'est développée (Fig. 5.7) jusqu'à nos jours. Elle est distincte de 7US par son caractère exclusivement détritique et par des indices d'aménagement anthropiques dans la vallée.

Les dépôts 8US sont essentiellement constitués du faciès SiSaA homogène, dans lequel sont intercalés localement les faciès SiAo et RA et ponctuellement les faciès SaG et SiAO (Tab. 5.4). Les matériaux SiSaA et SiAo ont pu se mettre en place dans un contexte de plaine d'inondation, de manière assez analogue à ce qui est observé durant 7US ; ces dépôts détritiques dominent cependant plus largement la sédimentation durant 8US. La présence récurrente du faciès RA montre que les dépôts anthropiques ont contribué à l'élaboration de la morphologie actuelle, avec des aménagements parfois importants en bas de versant (transect ROC, Fig. 2.25) et dans la plaine alluviale (transects ROC, LAV et BIL, Fig. 2.25, 2.28 et 2.32). Les matériaux RA sont récents à BIL (après 287-0 cal BP) ; sur le forage BIL1 les faciès SaG, SiAO et SiSaA mis en place après 1297-1093 cal BP et avant 287-0 cal BP comblent un chenal probablement artificiel jusqu'à une profondeur de 1,5 m environ, préfigurant le chenal actuel situé à 3 m vers le nord-est. Le faciès FV (Tab. 5.4) est observé sur et au pied des versants, intercalé avec les sédiments fluviatiles, montrant une relative déstabilisation des pentes durant 8US. Dans les forages BIL4 et BIL5 (versant sud-ouest), les dépôts FV recouvrent les dépôts alluviaux et montrent que localement, après 1261-1002 cal BP, la bordure de la plaine alluviale est passée d'une dynamique fluviatile à une dynamique de versant.

L'abondance des fractions silt et sable fin dans les dépôts, et l'absence d'illite avec la présence récurrente de kaolinite, smectites et quartz dans la fraction argileuse, tendent à montrer une prépondérance de la production depuis les formations éoliennes de plateau, qui possèdent ces caractéristiques minéralogiques et granulométriques (Fig. 1.10). La présence de lépidocrocite, qui a résisté en partie à l'attaque au réactif de Tamm (*cf.* § 2.1.2.1) durant la préparation des échantillons, montre dans 8US des conditions d'hydromorphie particulières

favorables à l'oxydation du fer ferreux en fer ferrique, et plus généralement l'impact de l'hydrogéologie sur les formes du fer dans les sédiments (*cf.* § 3.3.5).

Relativement à la phase 7, la hausse du détritisme dans la plaine alluviale durant la phase 8 peut correspondre à une baisse de niveau moyen de la nappe phréatique des alluvions et/ou une hausse des apports solides. La morphologie fut moins différenciée en fond de vallée : les petits bassins d'inondation constitués durant 7US ont plutôt évolué vers une morphologie de plaine d'inondation.

Avec les dépôts 7US, les dépôts 8US constituent la majeure partie du comblement sédimentaire en fond de vallée dans le secteur B. Ces US ont des épaisseurs moyennes sensiblement identiques (environ 1 m à ROC) ou variables (0,5 à 2 m à BIL).

5.1.5.8. Résumé : l'évolution de la dynamique fluviatile dans le secteur B

Dans le secteur B, l'évolution de la dynamique fluviatile a été variable de l'amont vers l'aval et présente des similitudes et des différences avec l'évolution des autres secteurs étudiés (Fig. 5.7).

- **Phase 1** : elle est caractérisée par une incision (1I), qui a affecté le substrat marneux ou calcaire éocène (en partie amont) ou le substrat crayeux crétacé (en partie médiane à aval) avant 10401-10208 cal BP (Préboréal). Dans les parties amont du sous-bassin (transects FON et ROC), aucune forme de chenalisation nette associée à 1I n'est identifiée, tandis qu'un chenal a été clairement mis en évidence en partie médiane et aval (transects LAV et BIL).

- **Phase 2** : elle correspond au dépôt de sédiments grossiers (2US) sur toute la largeur de la vallée avant 10401-10208 cal BP (Préboréal).

- **Phase 3** : elle est relative à l'incision (3I) des dépôts grossiers 2US avant 10401-10208 cal BP (Préboréal). Cette incision fut modérée en partie amont du sous-bassin où aucune chenalisation n'est identifiée (transects FON et ROC), et plus intense en partie médiane (transect LAV, 1 chenal) et en partie aval (transect BIL, 2 chenaux).

- **Phase 4** : elle est caractérisée par la mise en place, en partie aval du sous-bassin (transect BIL), de sédiments plus ou moins organiques (faciès SiT, SiAO et SiSaA),

avant 10401-10208 cal BP (Préboréal) et après 9690-9493 cal BP (Boréal). L'extension des dépôts est limitée aux chenaux incisés durant la phase 3I et ont pu être fortement érodés lors des phases 5 et 6. En partie amont et médiane du sous-bassin (transects FON, ROC et LAV), l'absence de sédiments 4US peut indiquer une absence de dépôt, et/ou une érosion lors des phases 5 et 6.

- **Phases 5 et 6** : elles couvrent la période correspondant aux phases 5 et 6 des secteurs C et D et sont caractérisées par une incision modérée (5I et 6I) en partie amont et médiane du sous-bassin (transects FON, ROC et LAV) et plus marquée en partie aval (transect BIL).

- **Phase 7** : elle correspond à la reprise de l'accrétion sédimentaire à dominante silto-argilo-sableuse mais plus ou moins organique selon les sites (7US). Les dépôts 7US se sont mis en place sur toute la largeur de la vallée, avant 3688-3477 cal BP (Subatlantique – Âge du Bronze) en partie aval (transect BIL) et 2945-2765 cal BP en partie amont (transect ROC).

- **Phase 8** : dans la continuité de la phase 7, elle est caractérisée par une sédimentation à dominante détritique silto-argilo-sableuse étalée sur toute la largeur de la vallée. A l'instar des secteurs C et D, cette phase a pu débuter vers la fin du Haut Moyen-Âge et le début du Moyen-Âge central (950 cal BP).

5.2. Évolution spatio-temporelle de la dynamique fluviatile

D'après les observations réalisées dans chaque secteur (A à D) pour chaque phase 1 à 8 (US ou I), il est possible de proposer un schéma global d'évolution du fond de vallée dans son ensemble depuis le Pléistocène jusqu'à nos jours. Sur cette période, la tectonique n'est pas susceptible d'avoir influencé significativement l'évolution morphologique de la vallée, puisque les dernières phases de tectogenèse bien marquée dans la région sont du Pliocène (*cf.* § 1.2.1.2) : cette idée constitue un postulat pour ce travail et non une assertion, car une activité tectonique de faible amplitude a vraisemblablement existé dans la région.

L'interprétation des phases évolutives 1 à 8 en termes de stockage (US) ou d'incision (I), plus ou moins intenses, et parfois proches de la stabilité morphologique, permet de préciser le bilan sédimentaire en fond de vallée à différentes périodes. En l'absence d'impact tectonique sur l'évolution du géosystème, ce bilan dépend de plusieurs paramètres : la

production sédimentaire par les versants, le degré de connectivité des versants à la plaine alluviale et la dynamique hydro-sédimentaire fluviatile (Meade *et al.*, 1990). Dans des bassins versants de taille modeste comme celui de la Choisille (288 km²), ces paramètres sont variables dans le temps en fonction du climat et des activités humaines, et dans l'espace en fonction des activités humaines et de facteurs géomorphologiques locaux (Schumm, 1977 ; Nicholas *et al*., 1995 ; Rose, 1995 ; Macklin, 1996 et 1999 ; Houben, 2003, Vandenberghe, 2003).

- La production sédimentaire a varié dans le temps en lien avec le développement de la végétation et l'occupation du sol sur les versants, sous contrôle bio-climatique (climat et végétation) et bio-anthropique (Gray et Leiser, 1982 ; Knighton, 1998 ; Bridge, 2003 ; Lang *et al*., 2003 ; Hudson-Edwards, 2007). Elle a pu varier dans l'espace en lien avec la diversité des formations géologiques, plus ou moins érodables, constituant le bassin versant. Enfin, la nature des formations géologiques, et donc des sols, a pu influencer notablement l'occupation du sol en contexte naturel ou anthropisé (Bridge, 2003 ; Hudson-Edwards, 2007).

- La connectivité des versants reflète l'aptitude pour la matière solide érodée sur un versant à rejoindre plus ou moins rapidement la plaine alluviale. Elle a varié dans l'espace et le temps car elle est dépendante du peuplement végétal et/ou des aménagements sur le versant (haies, chemins), qui influencent le transit des particules solides du versant, où elles sont parfois stockées temporairement, vers le fond de vallée (Lang *et al*., 2003 ; Houben, 2008 ; Brown, 2009).

- La dynamique hydro-sédimentaire fluviatile a varié dans le temps en conséquence des précédents facteurs, mais aussi sous contrôle bio-climatique (variations d'humidité et de température liées aux changements climatiques, végétation en fond de vallée) (Bridge, 2003 ; Simon *et al*., 2004 ; Hudson-Edwards, 2007) ou anthropique (aménagements dans la plaine alluviale) (*e.g*. Peiry, 1986 ; Bravard, 1994 ; Garcin *et al*., 2006 ; Rodrigues et Gautier, 2007). Elle a varié dans l'espace suivant des facteurs locaux, comme la pente du linéaire, la topographie héritée en fond de vallée ou la végétation riparienne.

5.2.1. Phases anciennes (Pléistocène indéfini)

Deux types d'éléments géomorphologiques de fond de vallée rendent compte de périodes pléistocènes antérieures aux phases de fonctionnement 1 à 8 définies ci-dessus et décrites ci-après.

Les terrasses alluviales de Baigneux (secteur C, Fig. 2.37) et de Palluau (secteur D, Fig. 2.46), montrent des phases de creusement et de comblement sablo-graveleux abondant mis en place dans un environnement fluviatile de haute énergie durant le Pléistocène (Fig. 5.8). Entre la surface des terrasses et la surface actuelle, le dénivelé est d'environ 1 m, tandis qu'entre la surface du substrat sous la terrasse et la surface du substrat en fond de vallée, le dénivelé peut-être d'environ 5 m (Pont-Tricoire et Musch, 2004). Les alluvions en position de terrasse sont recouvertes par d'épaisses colluvions (≥ 1 m).

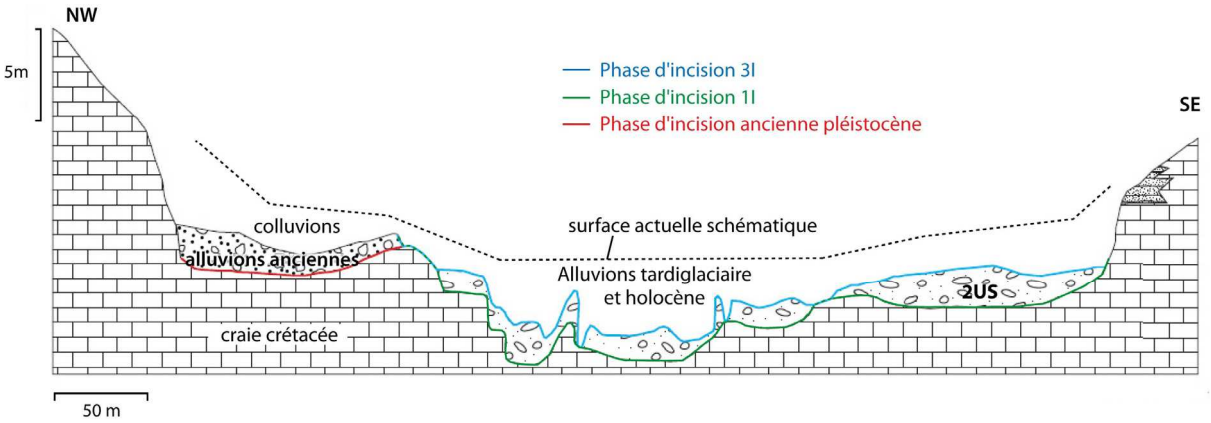


Figure 5.8 *: représentation schématique du façonnement de la terrasse de Baigneux, secteur C (modifié d'après Pont-Tricoire et Musch, 2004)*

Sur le transect LAV (secteur B), la structure karstique en forme de cavité s'apparente à une doline comblée de matériaux d'origine diverse (silex crétacés ou meulières éocènes) (Fig. 2.28, 3.8 et 3.11). Cette structure a pu se former par crypto-altération de la craie sénonienne sous une couverture de matériaux siliceux plus ou moins perméables (Nicod, 1992) (sables et graviers à matrice par exemple, mais probablement aussi des formations de versant, comme des argiles à silex solifluées et saturées en eau). Sa formation a vraisemblablement été favorisée par une discontinuité structurale, puisqu'un jeu de failles affecte le calcaire lacustre dans la région (*cf.* § 1.2.1.2 et 1.2.2.1). Il est envisageable que le tracé la vallée de la Choisille de St-Roch ait été en partie guidé par une faille : ceci pourrait

expliquer l'aspect dissymétrique de la vallée (cf. § 1.7.2.2), mais aussi le contact singulier entre le substrat argilo-siliceux et le substrat crayeux en fond de vallée à ROC.

5.2.2. Phase 1 (Pléistocène supérieur)

Au Pléistocène supérieur, avant 44,55 ± 4,58 ka (OSL) dans le secteur D, l'incision 1I a déstocké les alluvions déposées antérieurement en fond de vallée et affecté le substrat. Cette incision est la plus récente à avoir affecté les calcaires crétacés et éocènes du substrat en fond de vallée. Elle a aussi probablement mis en relief, au moins en partie, les terrasses de Baigneux (secteur C) et de Palluau (Secteur D).

Cette incision a pu être favorisée par une altération météorique des formations carbonatées en fond de vallée lors de phases d'évolution précédentes (Whipple *et al.*, 2000). Elle fut générale (Fig. 5.8, 5.9 et 5.10), de l'amont vers l'aval du bassin et sur toute la largeur de la vallée, mais s'est également concentrée dans des chenaux, ces processus s'étant développés pendant une durée indéterminée. L'érosion du substrat en fond de vallée implique que la charge sédimentaire charriée par les eaux fut inférieure à la capacité d'exportation totale de la rivière en aval (Sklar et Dietrich, 2001). L'érosion mécanique a pu être accentuée par la saltation de la charge de fond sableuse (Sklar et Dietrich, 2004), mais aussi par la charge en suspension (Whipple *et al.*, 2000 ; Lamb *et al*., 2008), issues de la fragmentation et de la dissolution des craies sableuses du Crétacé. Elle n'a pu se développer que lors de crues de haute intensité (Snyder *et al.*, 2003).

La phase I1 s'est développée avec une intensité différente suivant les secteurs, suggérant donc localement des crues d'intensités variables. Dans la vallée principale (secteurs C et D) et sur le site BIL (aval secteur B), un ou deux chenaux pouvant atteindre 2 m de profondeur sont identifiés. Dans les sous-bassins (secteur A et secteur B en amont du transect BIL), bien que la pente soit plus forte (respectivement 9 et 5 ‰ en moyenne en A et B et 3 ‰ dans la vallée principale), la forme du substrat est plus régulière et ne montre aucune chenalisation.

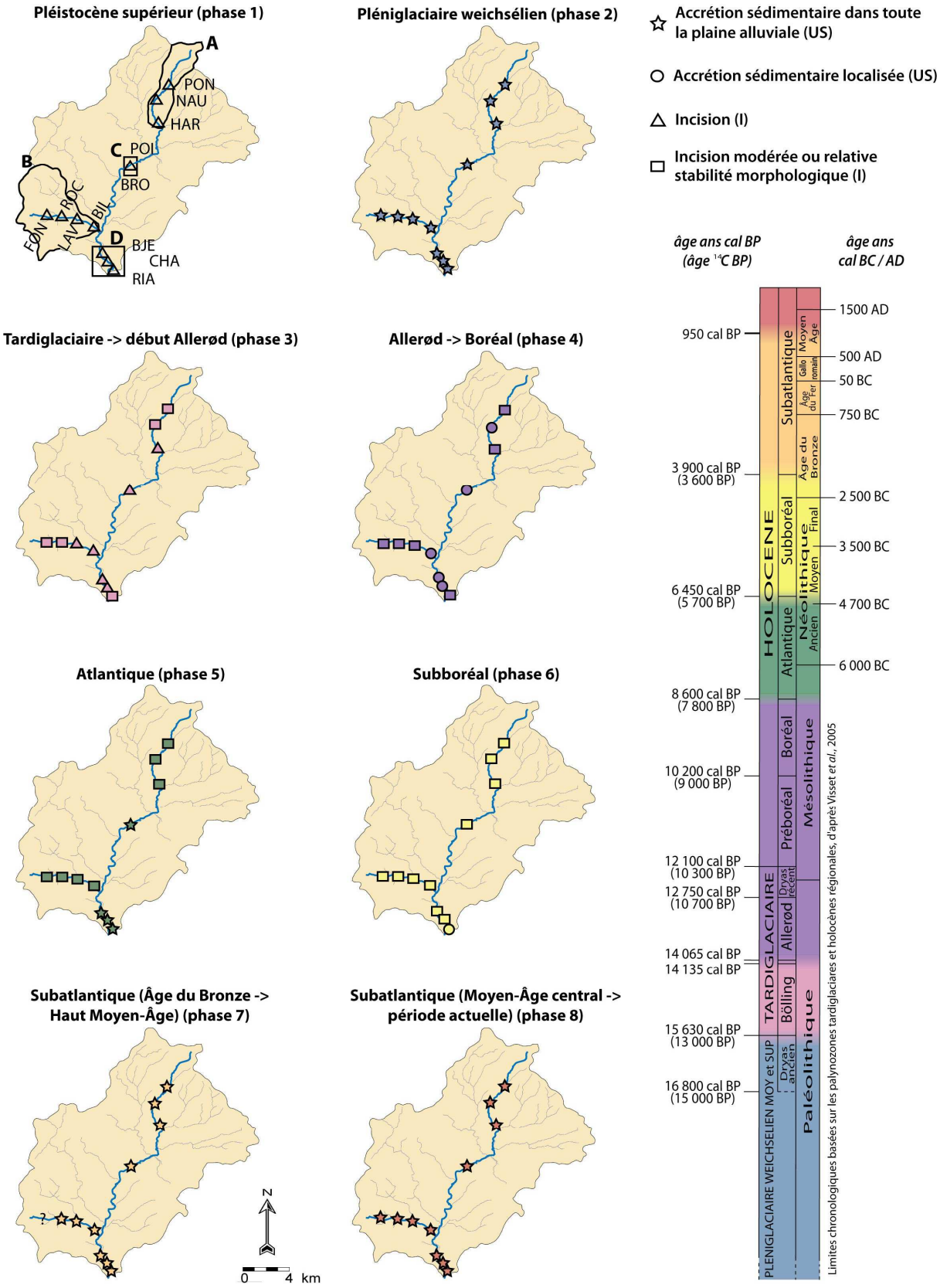


Figure 5.9 *: distribution spatio-temporelle des phases d'accrétion (US) ou d'incision (I) identifiées dans les secteurs étudiés (A à D) du bassin versant (PON, NAU,… : transects). La couleur des figurés précise l'âge selon l'échelle stratigraphique*

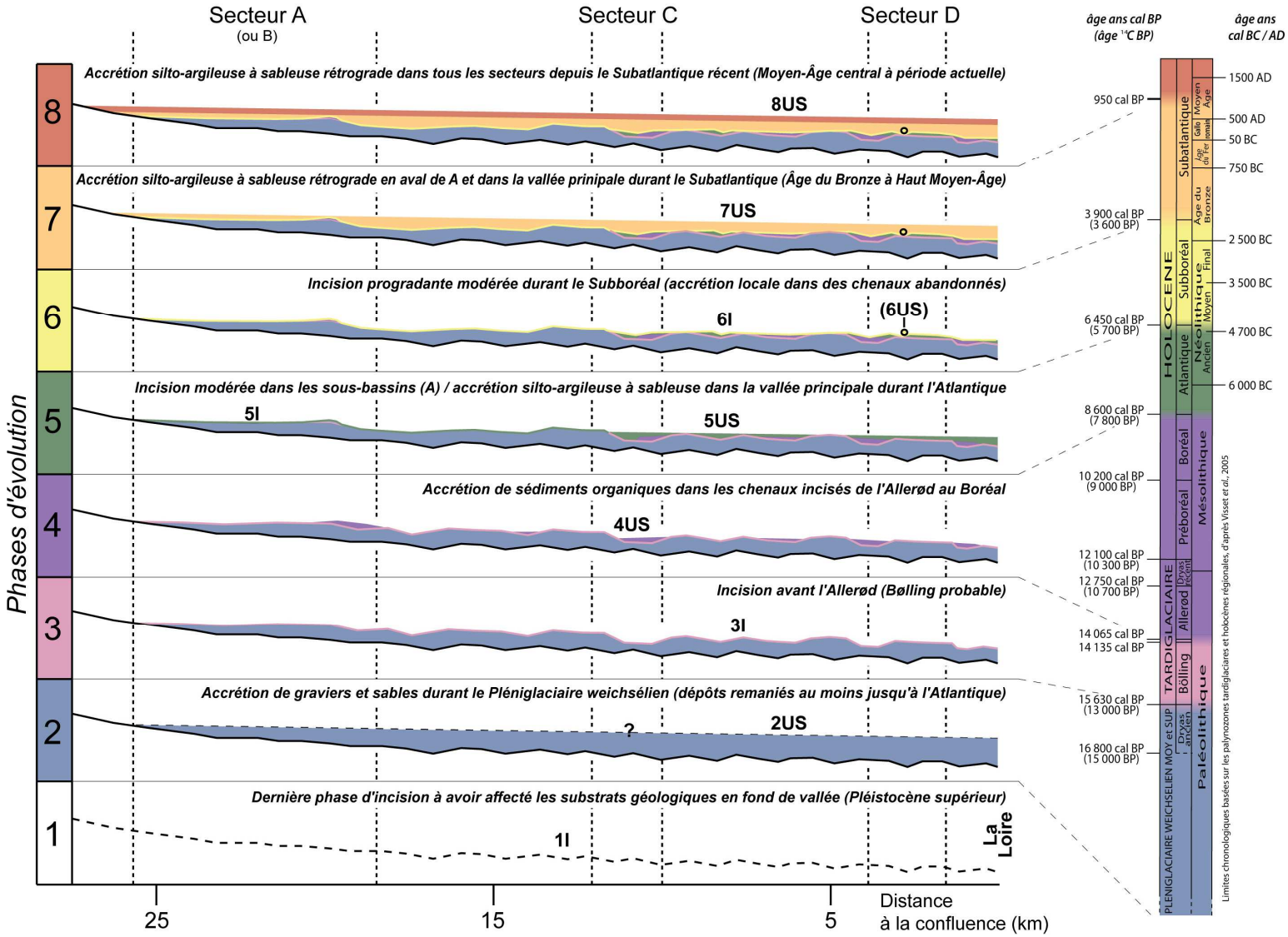


Figure 5.10 *: représentation en coupe longitudinale schématique de l'évolution amont-aval du fond de vallée durant chaque phase*

L'apparition d'une plus forte irrégularité de la surface d'incision 1I en aval des transects NAU, et surtout LAV, avec des formes de chenalisation mieux visibles, correspondrait donc plutôt à une augmentation nette du débit hydraulique vers l'aval. L'augmentation de la largeur de la vallée en aval des sous-bassins a pu conduire à une meilleure chenalisation des écoulements, et donc favoriser l'incision chenalisante. Une forte contribution des nappes phréatiques de la craie crétacée et des calcaires lacustres à l'alimentation des rivières qui recoupent ces formations à ces endroits là pourrait avoir entrainé une forte augmentation des débits.

Ces différents éléments indiquent une faible production sédimentaire sur les versants à cette époque, en tout cas inférieure à la capacité d'exportation de la matière solide en aval du bassin. Durant 1I, la vallée a atteint sa profondeur maximale au Pléistocène supérieur : un bas niveau de base à l'aval de la Choisille a pu favoriser l'incision. En effet, en partie aval (secteur D), l'incision du substrat à une cote inférieure de 5,5 m par rapport à la cote actuelle de la plaine alluviale implique une incision au moins égale à cette époque du chenal de la Loire, dont la vallée est située à moins de 3 km en aval. Ce niveau de base bas en aval a pu induire une érosion régressive qui s'est propagée dans l'ensemble des vallées du bassin en perdant son intensité vers l'amont des sous-bassins.

5.2.3. Phase 2 (Pléniglaciaire weichsélien)

Cette phase d'accrétion (**2US**) correspond au dépôt initial du facies sablo-graveleux (faciès SaG associé ponctuellement au faciès CB à BIL), daté une fois par OSL à 44,55 ± 4,58 ka dans le secteur D (Pléniglaciaire weichsélien) (Fig. 5.9 et 5.10). Ces matériaux ont été mis en place par un système fluviatile en tresse, à multiples bras et bancs sédimentaires qui ont divagué sur toute la largeur de la plaine alluviale (Reineck et Singh, 1973 ; Bridge, 2003). Le déplacement depuis les versants jusqu'en fond de vallée de fragments pluricentimétriques issus de diverses formations géologiques (silex, cherts et bioclastes crétacés, silcrètes et meulières éocènes, fragments carbonatés, quartz, …), très abondants dans les alluvions 2US, n'a pu se faire sur les versants qu'avec l'assistance d'une abondante matrice silto-argileuse par un processus de solifluxion (Haesaerts, 1984ba ; Reading, 1986). L'abondance des éléments grossiers, mais aussi l'augmentation probable des débits (Schumm, 1977 et 1985 ; Reading, 1986), ont induit la morphologie fluviatile en tresse, les eaux courantes ayant en grande partie évacué en aval du bassin les phases silto-argileuses et concentré les phases gravelo-sableuses en fond de vallée (Friedman et Sanders, 1978). Le déplacement difficile des

éléments grossiers issus des versants par la dynamique fluviatile explique que le facies SaG soit présent partout dans la plaine alluviale, avec une puissance moyenne croissante de l'amont à l'aval (respectivement d'environ 40 à 300 cm en moyenne).

La variation amont-aval de l'épaisseur de 2US a pu être conditionnée par le facteur pente et montre que les sous-bassins ont activement exporté des matériaux durant la majeure partie de 2US. En conséquence, les dépôts gravelo-sableux observés dans les secteurs A et B pourraient être issus d'une phase tardive de 2US correspondant au tarissement des apports sédimentaires. Les âges OSL plus récents (11,91 ± 1,03 ka et 7,86 ± 0,65 ka) obtenus dans les alluvions 2US du secteur C indiquent leur remaniement ultérieur au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Un tel remaniement a pu s'opérer probablement au moins jusque durant l'Atlantique dans la vallée principale et jusque durant le Subatlantique (Âge du Bronze à Haut Moyen-Âge) dans les sous-bassins, tant que les dépôts SaG n'ont pas été recouverts et donc protégés par des unités sédimentaires plus fines.

La présence dans certains niveaux d'une matrice silto-argileuse parfois assez abondante (> 10 % du bulk, graviers exclus) montre clairement que les dépôts 2US n'ont souvent pas gardé leur caractère initial (dépôts triés de moyenne énergie), mais sont polyphasés avec des remaniements successifs ultérieurs, comme l'indiquent les dates OSL étalées dans le temps. En effet, la teneur en matrice est généralement trop faible pour correspondre à des matériaux initiaux de type coulée boueuse, et trop élevée pour être compatible avec le niveau d'énergie d'un cours d'eau en tresse capable de charrier des galets (Friedman et Sanders, 1978). L'enrichissement en quartz dans la fraction < 2 μm pourrait résulter de la division des fractions siliceuses plus grossières et l'abondance des minéraux illitiques (illite, glauconite, voire muscovite) provenir de la dissolution de fragments crayeux érodés en fond de vallée, notamment par remaniements (Reading, 1986) lors des périodes d'incision, par altération météorique (*ibid.*) lors des périodes d'exposition, ou par pédogénèse avec l'évolution du couvert végétal en fond de vallée. Lors des remaniements par des eaux probablement moins énergiques que celles du dépôt initial, l'incorporation ou le vannage de matériaux plus fins a pu s'effectuer. Les hypothèses de Morin *et al.* (2009) concernant un enrichissement en matrice des dépôts 2US par altération météorique et pédogénèse seules doivent être révisées à la lumière des dates OSL acquises, qui montrent également que les processus de remaniements fluviatiles ont pu se développer au moins jusque durant certains épisodes dynamiques des phases 4, 5 et 6.

Bien que les plateaux portent une couverture de sédiments éoliens (Macaire, 1986a), aucun dépôt éolien n'a été observé associé aux dépôts 2SU dans la plaine alluviale de la Choisille. Ceci peut résulter de leur absence initiale dans les dépôts, ou encore de leur remaniement post-dépôt par la rivière (vannage et/ou incorporation aux matériaux SaG).

5.2.4. Phase 3 (début Tardiglaciaire weichsélien : Bölling)

La phase 3 est marquée par l'incision (**3I**) indiquant un changement important dans la dynamique hydro-sédimentaire du système fluviatile à la fin du Pléniglaciaire et plus vraisemblablement dans la première partie du Tardiglaciaire avant l'Allerød (Bölling probable) (Fig. 5.9 et 5.10). Dans la vallée principale et en partie aval des secteurs A et B, le cours d'eau a évolué d'un style à chenal en tresse mobile à un style à chenal simple incisé et stable, comme décrit par Schumm (1969) sous le terme de « metamorphosis », définissant ainsi un changement complet de la morphologie fluviale.

Dans les parties médiane et amont des sous-bassins, l'incision ne semble pas affecter sensiblement les dépôts grossiers 2US. Comme pour la phase 1, l'incision s'accroît fortement entre l'amont et l'aval dans ces sous-bassins (plus en B qu'en A) : le gradient hydraulique et la largeur de la vallée pourrait expliquer cela. Si le gradient hydraulique est un facteur parfois évoqué pour expliquer le stockage différentiel des alluvions (Brown, 1990 ; Houben, 2003), il pourrait également être suggéré pour expliquer leur déstockage différentiel de l'amont vers l'aval des sous-bassins durant la phase 3I.

En partie amont et médiane des sous-bassins, où la vallée est étroite et le débit hydraulique moyen plus faible, le chenal pourrait avoir été divaguant et avoir essentiellement remanié les dépôts 2US, malgré la pente plus forte (Fig. 1.19). En partie aval des sous-bassins, l'élargissement la vallée a pu favoriser une chenalisation plus stable d'écoulements plus soutenus. Ces observations montrent l'importance de facteurs morphologiques locaux sur les modalités d'incision, auxquels ont pu aussi s'ajouter le rôle probable de l'alimentation des rivières par les nappes phréatiques des craies et calcaires, qui tamponnent les variations hydriques périodiques.

La phase d'incision 3I témoigne globalement du tarissement des apports solides grossiers depuis les versants relativement à 2US. La concentration des eaux dans un petit nombre de chenaux a probablement permis l'énergie hydraulique nécessaire au déstockage

partiel des éléments grossiers de l'unité 2US. La forme très irrégulière du toit de cette unité, avec un chenal surcreusé et parfois un chenal secondaire bien visibles dans les secteurs étudiés de la vallée principale (mais aussi dans les transects HAR et BIL des sous-bassins A et B), montre que l'incision et la stabilisation du système fluviatile ont été progressives. Dans tous les secteurs, les couches supérieures de l'unité gravelo-sableuse 2SU ont probablement été remaniées durant 3I, mais aucune date ne permet d'attester cela.

5.2.5. Phase 4 (Allerød à fin du Boréal)

Cette phase est marquée par l'aggradation fluviatile de l'unité **4US**, à faciès organiques dominants (TSi et SiT) dans lesquels s'intercalent des passées discrètes plus détritiques (faciès SiAO, SiAo et SiSaA), l'ensemble s'étant mis en place entre l'Allerød et la fin du Boréal (Fig. 5.9, 5.10 et 5.11). Bien qu'en domaine fluviatile les sédiments tourbeux se trouvent généralement en comblement de chenaux abandonnés ou dans des bassins d'inondation (Leopold *et al.*, 1964 ; Allen, 1965; Friedman et Sanders, 1978 ; Rostan *et al*., 1987 ; Nanson et Croke, 1992 ; Bridge, 2003), ils se sont mis en place ici dans des sites d'extension restreinte, situés dans les points les plus bas de la vallée, c'est à dire le plus souvent dans le chenal profond hérité de la phase 3I. Ces dépôts traduisent donc, non pas des conditions hydrologiques locales de chenal abandonné, mais les conditions hydrologiques générales du cours d'eau.

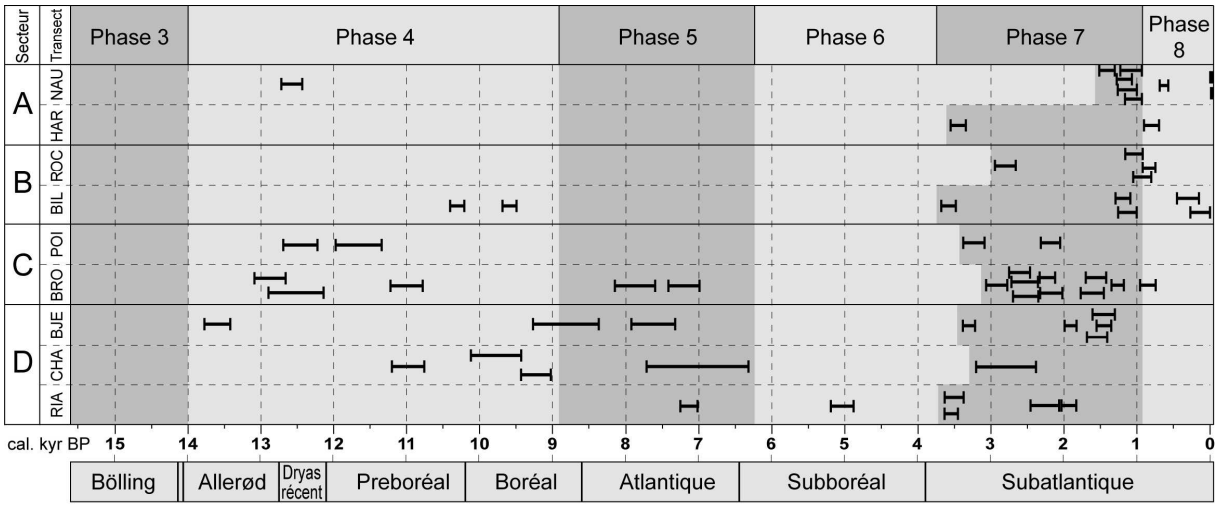


Figure 5.11 *: distribution des âges par secteurs et transects étudiés, et par phases d'évolution de la rivière durant le Tardiglaciaire et l'Holocène*

Durant toute la durée de cette phase, des conditions favorables à l'archivage de la MO ont perduré : les dates ^{14}C obtenues se répartissent dans les palynozones Allerød, Dryas récent, Préboréal et Boréal, indépendamment de la position amont-aval des secteurs étudiés (Fig. 5.11). Il n'existe pas de palynozone signée typiquement par un faciès particulier, plus organique ou plus détritique : par exemple, le Dryas récent peut être représenté par les faciès SiT, TSi, TSi+SiT ou encore SiSaA.

Le dépôt de 4US, confiné au chenal actif qu'il comble, a nécessité le maintien d'un niveau d'eau assez constant dans les chenaux et des écoulements peu énergiques limitant la dégradation et le remaniement des faciès riches en MO (Moore, 1986 ; Rostan *et al.*, 1987 ; Bournerias, 1984 ; Pastre *et al.*, 1997). Ces conditions ont pu être favorisées par un faible flux détritique dans le système fluvial. L'abondance relative de la fraction minérale silto-argileuse (généralement supérieure à 40%) montre cependant que la production sédimentaire depuis les versants n'a pas été pas absente. Le dépôt de la fraction silto-argileuse confirme bien la chute de l'énergie hydrique dans les chenaux, qui est montrée également par :

- les teneurs ponctuellement faibles en smectites relativement à la kaolinite et au quartz, pouvant montrer que ce minéral de petite taille a été exporté de manière privilégiée par un flux hydrique d'énergie faible dans le chenal (Chamley, 1989).

- l'étude des chironomes dans la séquence inférieure du Préboréal à CHA (*cf.* § 4.2), montrant clairement une baisse progressive des débits hydriques et de la tranche d'eau dans le chenal et préfigurant la mise en place des dépôts tourbeux sus-jacents. Ainsi, les périodes de dépôts de tourbe (faciès TSi) à CHA traduisent-elles probablement les périodes durant lesquels les débits furent les plus réduits. Par la suite, au cours du Préboréal et du Boréal, les débits et le niveau de la tranche d'eau ont pu fluctuer légèrement (alternance des faciès SiT et TSi) sans pour autant modifier notoirement les caractéristiques hydro-sédimentaires, montrant une relative pérennité des processus fluviatiles durant près de 5000 ans et probablement un rôle tampon important joué par les aquifères crayeux (Crétacé) et calcaires (Eocène) dans l'alimentation en eau de la rivière.

L'étude des chironomes à CHA indique également une eutrophisation des eaux et une forte végétalisation du chenal principal. Cette donnée est confirmée par les caractéristiques de la MO sédimentaire obtenues par Rock-Eval, qui montrent probablement une origine variée :

plantes supérieures proches du chenal, MO issus des horizons pédologiques érodés sur les versants, ou encore MO issue de la flore algale présente dans les eaux (Fig. 5.2). Les dépôts 4US à BIL présentent des IO relativement plus fort qu'à CHA, car les sédiments pourraient avoir été plus oxydés (Espitalié *et al.,* 1985 ; Meyers et Lallier-Vergès, 1999) en conséquence probable de leur position haute dans la stratigraphie et de leur immersion moins fréquente dans la nappe phréatique. A l'inverse, les dépôts 4US à CHA présentent des IO faibles, suggérant plutôt que ces sédiments ont connus des conditions saturation en eau permanente depuis leur mise en place.

L'occurrence de faciès plus détritiques intercalés dans la sédimentation et les lacunes sédimentaires locales dans les dépôts 4US (absence de série complète couvrant l'Allerød au Boréal) ne montrent pas de tendances chronologiques nettes. Ces observations traduisent donc probablement la variabilité spatiale de l'enregistrement sédimentaire inhérente au contexte fluviatile (Macaire, 1990), notamment en fonction de facteurs morphologiques locaux hérités dans le chenal 3I. Il est possible que des petites variations épisodiques de la dynamique hydro-sédimentaire se soient développées, se surimposant aux facteurs locaux durant cette phase. Ces variations hydrologiques ont pu conditionner en partie la variabilité des faciès lithologiques et l'absence de série complète.

Le facies SaG de la phase 2US a pu être remanié dans les zones où il affleurait à l'écart des chenaux durant la phase 4 comme l'indique la date OSL à 11,91 ± 1,03 ka (limite Dryas récent-Préboréal) obtenue sur 2US dans le secteur C. Dans les parties les plus hautes de 2US, les dépôts ont pu être soumis à l'altération météorique et pédologique, mais cependant une partie de la plaine alluviale a pu connaître une relative stabilité morphologique. Enfin, le bilan sédimentaire de la phase 4US a pu être en partie tronqué, dans certains secteurs, par l'activité érosive des phases 5I et/ou 6I suivantes, notamment dans les sous-bassins A et B.

5.2.6. Phase 5 (fin du Boréal à fin de l'Atlantique)

Si dans la vallée principale (secteurs C et D) les phases 3 à 6 sont bien définies, elles ne sont pas systématiquement identifiées dans les sous-bassins (secteurs A et B) : la phase 3I a été observée sur les transects HAR et BIL et la phase 4US sur NAU et BIL. Sur les autres transects, les phases 3 à 6 se succèdent sans qu'il soit possible de les distinguer. Ainsi, dans les deux sous-bassins, l'absence de sédiments et de dates pour les phases 5 et 6 suggère

qu'elles aient été érosives et/ou proche de la stabilité morphologique (5I et 6I), comme le montre l'absence de chenalisation dans les dépôts 2US.

La phase 5 qui couvre la fin du Boréal et une grande partie de l'Atlantique (au moins jusqu'à 7713-6319 cal BP, Fig. 5.11) est marquée par l'aggradation fluviatile (unité **5US**) dans les secteurs C et D sur la Grande Choisille (aucun sédiment daté à POI), et l'incision (**5I**) dans les sous-bassins A et B (Fig. 5.9 et 5.10), ce qui montre une évolution amont-aval bien différenciée. L'apparition du stockage en C et D indique un nouveau fonctionnement du système fluviatile avec comblement des chenaux hérités de la phase 3 par les dépôts de la phase 4 puis accrétion sédimentaire dans l'ensemble de la plaine inondable de plus en plus fonctionnelle et favorable à la rétention des particules fines (argile à sables fin) de la charge en suspension (Miall, 1996). L'exportation de la matière du chenal vers la plaine alluviale, notamment considérant le faciès sableux SiSaA fréquemment observé dans 5US, a pu être favorisée par la faible profondeur du chenal et/ou sa meilleure connexion à la plaine alluviale (Walling *et al.*, 1996). Relativement à la phase 4, des débits hydriques plus abondants et irréguliers et/ou une production sédimentaire plus importante sur les versants ont existé durant la phase 5.

L'augmentation relative de la teneur en carbonates détritiques de l'unité 5US, dans certains horizons dépourvus de coquilles de mollusques aquatiques holocènes et de concrétions, montre que les sédiments ont été alimentés en partie par l'érosion mécanique du substrat carbonaté. Parallèlement, l'occurrence singulière de bioclastes du Crétacé et l'abondance ponctuelle des minéraux illitiques (illite mais aussi glauconite) montre que les craies et argiles à silex ont pu être nettement affectées par l'érosion (*cf.* § 1.2.2.3). La variabilité de composition de la fraction argileuse et l'abondance de la fraction silteuse (Fig. 2.40 et 2.44) indiquent cependant des sources diverses, dont les limons de plateaux ou l'Eocène détritique ayant pu fournir la kaolinite. Dans les sous-bassins d'amont, l'érosion qui a pu affecter modérément les dépôts 2US dans la plaine alluviale a pu aussi produire des sédiments exportés vers la vallée principale.

La date OSL à 7,86 ± 0,65 ka obtenue dans le facies SaG (secteur C) indique un nouveau remaniement des sédiments grossiers 2US pendant la phase 5 avec un regain de la dynamique dans les chenaux. Dans les sous-bassins d'amont où aucune chenalisation n'est attestée, les dépôts 2US ont pu cependant être remaniés durant cette période. L'évolution dynamique du chenal (migrations verticales ou latérales) dans la phase 5 peut expliquer le

contact à l'aspect érosif observé ponctuellement entre 4US et 5US (forages BRO-S1 et BRO-S2) (Fig. 2.36). En effet dans le secteur C, la sédimentation semble avoir été plus confinée au début de la phase 5, relativement au secteur D où elle s'est étalée sur toute la surface de la plaine inondable. En conséquence, les eaux ont pu être plus véloces car mieux canalisées lors des périodes de haut débit. Par la suite les dépressions (chenaux) ont été partiellement comblées, favorisant une meilleure connectivité du chenal à la plaine alluviale. Ce phénomène, plus précoce dans le secteur aval de la vallée principale (D), a pu favoriser le caractère rétrograde (développement vers l'amont) de la sédimentation.

5.2.7. Phase 6 (fin de l'Atlantique et Subboréal)

Cette phase d'évolution est rapportée au dernier tiers de l'Atlantique et au Subboréal. Elle est caractérisée par l'incision dans tous les secteurs étudiés (**6I**) (Fig. 5.9 et 5.10). Dans le secteur D notamment, la forme irrégulière du toit de 5US, l'absence (sauf à RIA) de sédiments datés de cette période et le passage stratigraphique brutal, d'après les dates et la palynologie, des sédiments de la première partie de l'Atlantique (5US) à ceux du Subatlantique (7US) traduisent bien l'incision qui a affecté l'essentiel de la plaine inondable. L'incision fut limitée au paléochenal principal, qui a pu éroder les dépôts environnants par migration latérale mais surtout verticale (creusement sur une profondeur de plus de 1,5 m). Dans les secteurs A et B, la phase 6I s'inscrit dans la continuité de 5I sans que la part due à l'une ou l'autre phase puisse être précisée. Le tarissement de la sédimentation et la progression de l'incision vers l'aval en C et D peuvent traduire une décroissance de la production sédimentaire (dont le déstockage alluvial) dans les sous-bassins A et B ou / et un accroissement de la capacité d'évacuation de la charge solide dans la vallée principale, favorisée par une augmentation des débits hydrologiques. Un abaissement du niveau de base de la Loire pourrait avoir favorisé l'incision ; cette dernière hypothèse parait cependant peu probable comme précisé ci-dessous.

Dans le secteur D où la plaine alluviale est la plus large, l'incision d'un chenal principal a produit l'abandon des chenaux secondaires comme celui du site RIA. Dans ce paléochenal, la sédimentation tourbeuse localisée **6US** (faciès SiT) est non représentative de la tendance à l'incision dans la plaine alluviale. Malgré sa déconnexion, le dépôt tourbeux montre le maintien d'un niveau d'eau relativement élevé dans ce paléochenal, dès 5291-4875 cal BP (seule date obtenue dans le Subboréal) et presque jusqu'à 3630-3376 cal BP

(Fig. 5.11), ce qui semble incompatible avec un abaissement prononcé du niveau de la Loire située à 3 km en aval.

5.2.8. Phase 7 (Subatlantique avant le Moyen-Âge central)

Cette phase marque la reprise de l'accrétion sédimentaire et correspond au dépôt de l'unité fluviatile **7US** (Fig. 5.9 et 5.10) pouvant atteindre plus de 2 m d'épaisseur et couvrant toute la largeur des plaines d'inondation pendant la première partie du Subatlantique (Âge du Bronze jusqu'à la fin du Haut Moyen-Âge vers 950 cal BP) (Fig. 5.11). La relative variété des faciès lithologiques (SiSaA, SiAO, SiAo dominants, localement TSi et SiT dans les secteurs B et C), parfois riches en coquilles de mollusques, traduit une paléomorphologie fluviale assez différenciée correspondant au comblement en cours des chenaux hérités de la phase 6I (dont le paléochenal RIA) : chenaux peu divaguant et peu incisés, édification de petites levées plus sableuses, sédimentation organique dans des dépressions humides pérennes de type bassin d'inondation, ou dans des plaines d'inondation mieux connectées au chenal (Allen, 1965 ; Nanson et Croke, 1992). Les faciès tourbeux ne sont pas associés au chenal principal comme durant la phase 4, mais localisés dans des dépressions latérales parfois larges (Friedman et Sanders, 1978) (secteur C, Fig. 2.35 et 2.36). Dans le bassin de la Choisille, ces dépressions humides peuvent être le résultat d'une évolution autogène du bassin : saturation en eau des couches superficielles, voire émersion plus fréquentes de la nappe phréatique liées à la diminution de l'incision du chenal dans un système morphologique en cours d'exhaussement.

Durant la phase 7, trois épisodes successifs de comblement sédimentaire peuvent être distingués dans la vallée principale (secteurs C et D) :

- l'épisode 7USa correspond (1) au comblement rapide des chenaux hérités de la phase 6 par des matériaux détritiques parfois sableux et (2) à la mise en place de l'accrétion détritique dans toute la plaine alluviale. Cet épisode s'est développé très rapidement après 3630-3376 cal BP et avant 3636-3449 cal BP dans le secteur D (âges se chevauchant), et avant 3373-3082 cal BP dans le secteur C (Âge du Bronze)

- l'épisode 7USb est un épisode où des faciès variés (tourbeux, détritiques) se sont mis en place dans différentes unités morphologiques de la plaine alluviale (plaine d'inondation, bassin d'inondation, chenaux non-fonctionnels), après 3636-3449 cal BP, vers 2464-2067 cal BP et avant 2036-1826 cal BP dans le secteur D, et après

2751-2461 cal BP, vers 2341-2124 cal BP et 2313-2045 cal BP et avant 966-765 cal BP dans le secteur C. L'occurrence des faciès assez organiques dans les dépressions durant cet épisode (Âge du Fer, Tène) suggère une hausse du niveau moyen de la nappe phréatique des alluvions.

- l'épisode 7USc marque le retour de la dominance du détritisme dans le secteur D après 2036-1826 cal BP, tandis que dans le secteur C la sédimentation tourbeuse est toujours présente quoiqu'en recul jusqu'avant 966-765 cal BP (période gallo-romaine à fin du Haut Moyen-Âge). Durant cet épisode, la morphologie et le niveau d'eau dans la plaine alluviale ont encore pu être favorable à la genèse de sédiments tourbeux, tandis que de forts apports solides ont pu limiter progressivement leur extension.

La fraction organique sédimentaire présente des IO plus élevés durant les phases 6US et 7US à RIA3 relativement à celle de la phase 4US à CHA (Fig. 5.2). En considérant que les constituants organiques ont eu des origines mixtes assez semblables pendant la phase 4 et les phases 6 et 7, ceci pourrait montrer une oxydation plus poussé des dépôts (Espitalié *et al.,* 1985 ; Meyers et Lallier-Vergès, 1999). Dans le secteur D, cette oxydation pourrait confirmer les fluctuations plus importantes du niveau moyen de la nappe phréatique des alluvions, déjà suggérées durant les phases 6 à 8 relativement à la phase 4.

Le net gradient granulométrique amont-aval (facies plus sableux en A et B et plus silteux en C et D), bien traduit par les valeurs de conductivité électrique plus faibles en amont (secteur A) qu'en aval (secteur D) (Fig. 3.5 et 3.17), peut correspondre à la diminution d'énergie liée à celle du gradient de pente (pente moyenne de 9 ‰ en A et 3 ‰ en D) (Kukal, 1971 ; Brown, 1990 ; Houben, 2003), mais elle indique aussi l'évacuation difficile de la charge solide par la Choisille. La grande abondance de la fraction silteuse dans les secteurs C et D montre que les sédiments fluviatiles proviennent essentiellement de l'érosion mécanique de la couverture éolienne de plateau, mais aussi en partie des argiles à silex comme le montre la présence récurrente de l'illite dans la fraction < 2 µm, souvent plus abondante dans cette formation (*cf.* § 1.2.2.3). La fraction sableuse (quartz dominant), bien représentée dans les sédiments des sous-bassins (facies SiSaA), peut également être issue en grande partie des formations éoliennes assez riches en sable en Touraine (Macaire, 1986a) (Fig. 1.10), des argiles à silex, bien que les bioclastes crétacés soient absents, et des formations siliceuse tertiaires. Dans les sous-bassins, bien que la pente soit plus importante que dans le Grande Choisille, la charge solide dans les eaux, notamment sableuse, fut trop importante pour la

capacité d'exportation du chenal. Ceci montre que le déclenchement du stockage sédimentaire au début du Subatlantique traduit surtout une forte augmentation de la production sédimentaire sur les versants. Ceux-ci ont connu une déstabilisation prouvée, dans les secteurs A, B et C, par l'intercalation des faciès FV et CB dans les alluvions et par le comblement des vallons secs (Lang, 2003 ; Bell et Walker, 2005).

Les dates obtenues à la partie inférieure du dépôt 7US (7USa) sont différentes selon les sites et montrent une accumulation rétrograde, c'est à dire une évolution de l'accumulation de l'amont vers l'aval au cours du temps (Fig. 5.12). Dans la Grande Choisille, ces dates varient assez régulièrement de 3630-3376 cal BP en aval (secteur D, forage RIA) à 3069-2774 cal BP à environ 12 km plus en amont (secteur C). Dans les secteurs A et B l'accumulation rétrograde est encore plus marquée : le début de l'aggradation varie de 3549-3341 cal BP en aval (HAR) à 1514-1302 cal BP plus en amont (NAU) en 2 km de distance, et avant 3688-3477 cal BP en aval (BIL) à 2945-2765 cal BP en amont (ROC) en 3 km respectivement. Le caractère rétrograde de l'accumulation sédimentaire montre bien que l'exportation de matière par le chenal fût de moins en moins possible à mesure que la vallée se comblait.

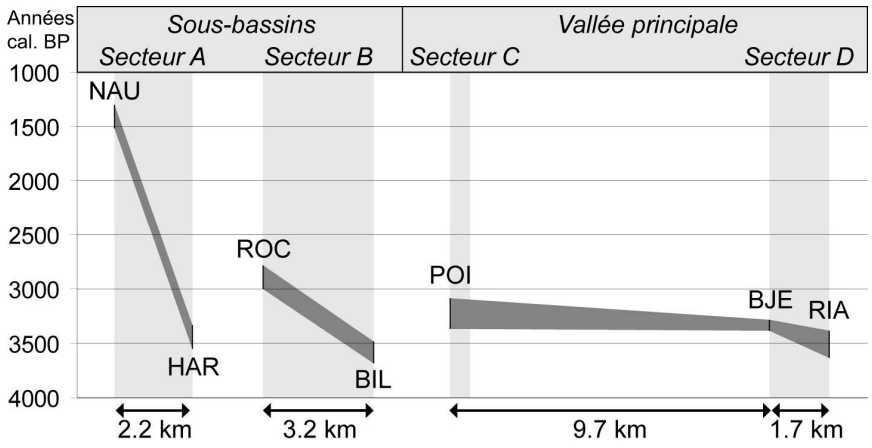


Figure 5.12 *: variation amont-aval non-univoque des âges obtenus à la base des dépôts 7US*

En partie aval des secteurs A et B, la sédimentation est soit plus précoce (B), soit contemporaine (A) relativement au secteur D, le plus aval dans le bassin. Ceci montre que la Grande Choisille n'a évacué qu'une fraction seulement, mais précocement, de la décharge solide des affluents.

5.2.9. Phase 8 (Subatlantique après la fin du Haut Moyen-Âge)

Sans discontinuité lithologique avec 7US, la phase 8US est marquée dans tous les secteurs étudiés par le dépôt de sédiments détritiques pouvant atteindre 1,5 m d'épaisseur (SiAo et SiSaA dominants) sur toute la largeur de la plaine alluviale (Fig. 5.9 et 5.10). Cette phase a débuté aux environs de 950 cal BP (fin du Haut Moyen-Âge - début du Moyen-Âge central), s'est poursuivie jusqu'à nos jours (101,9 ± 0,5 pMC) (Fig. 5.11), et est caractérisée par l'accroissement des faciès détritiques au détriment des faciès organiques.

Les couleurs actuelles des dépôts 8US (grisâtre à brunâtre ou beigeâtre, à taches ocres) et la présence de concrétions ferrugineuses (dont lépidocrocite) sont liées à la ségrégation du fer dans la zone actuelle de battement de la nappe phréatique des alluvions (Duchaufour, 1983). Dans le premier mètre sous la surface actuelle, le sédiment n'est pas inondé en permanence et le fer sous forme ferrique (Fe^{3+}) est présent (*ibid.*). Dans les sédiments sous-jacents (4US, 5US, 7US, base de 8US), les teintes peuvent résulter de caractères initiaux, notamment quand les sédiments sont organiques (brunâtres ou sombres). Cependant, quand les sédiments sont peu organiques (faciès SiAo, SiSaA voir SiAO), les conditions d'évolution post-dépôt influent de manière importante sur la couleur, comme attesté par les gammes grisâtres, verdâtres à bleuâtres souvent observées dans les dépôts dont les pores sont actuellement saturés en eau en permanence et soumis à des conditions favorables à la réduction du fer sous forme ferreux (Fe^{2+}) (*ibid.*). Egalement, les variations de la susceptibilité magnétique actuelle avec la profondeur dans les sédiments montrent un impact fort des caractéristiques hydrogéologiques actuelles sur les formes du fer (*cf.* § 3.3.5). Dans la vallée principale (secteurs C et D), le caractère généralement moins organique des dépôts 8US témoigne de conditions d'oxydation plus poussées des sédiments, montrant que le niveau de la nappe phréatique était relativement et pérènement plus bas dans les alluvions que durant 7US, fluctuant jusqu'à atteindre la profondeur actuelle.

L'oxydation de 8US traduit donc un système fluviatile à chenal plus profond, ayant provoqué un abaissement de la nappe phréatique dans la plaine d'inondation dont la surface devenait de plus en plus plane. L'accumulation sédimentaire régressive dans les sous-bassins A et B, en continuité de la phase 7 (Fig. 5.12), montre que ces affluents ont été incapables d'évacuer la totalité de la production sédimentaire probablement en forte croissance pendant la phase 8.

La plus grande fréquence du facies SiAo relativement à SiSaA dans 8US, en comparaison des dépôts 7US, confirme l'augmentation de l'érosion des sols lœssiques sur les plateaux (dans tous les secteurs), avec également une contribution des argiles à silex (en A, C et D) et des formations siliceuses tertiaires. Cette augmentation de la fraction silto-argileuse dans les sédiments peut aussi résulter en partie d'une évolution autogène de la dynamique fluviale liée à la plus forte incision des chenaux : celle-ci a pu induire une diminution des apports en suspension sableux relativement aux apports limoneux dans la plaine d'inondation (Walling *et al.*, 1996), et favoriser la rétention rétrograde observée des matériaux plus en amont. La matière organique plus abondante à la partie supérieure des dépôts 8US (faciès SiAO) est celle des sols actuels. Comme durant la phase 7, les coulées boueuses observées localement au débouché de vallons latéraux dans le secteur A, bien visibles sur la carte de conductivité (Fig. 3.5), et les dépôts de versants intercalés dans les sédiments fluviatiles en bordure des plaines alluviales ou dans les vallons secs, indiquent une déstabilisation des versants (Lang, 2003 ; Bell et Walker, 2005). Enfin, diverses structures d'origine anthropique édifiées durant la phase 8 sont observées en fond de vallée : biefs pour les moulins et remblais associés, chemins, remblais variés en fond de vallée (types gué ou terrassement), ou sur les versants.

5.2.10. Résumé : l'évolution spatio-temporelle du phasage de la dynamique fluviatile

Pour chacune des phases 1 à 8 définies, les grands traits de l'évolution spatio-temporelle du système fluviatile sont résumés ci-dessous.

- **Phase 1** : elle est relative à l'incision (1I) des substrats du Crétacé ou de l'Eocène sur toute la largeur de la vallée avant 44,55 ± 4,58 ka (Pléniglaciaire weichsélien moyen). Dans la partie aval du secteur B et dans les secteurs de la vallée principale (C et D), l'incision a pu se concentrer dans 1 à 2 paléochenaux.

- **Phase 2** : elle correspond à l'accrétion sur toute la largeur de la plaine alluviale de sédiments sablo-graveleux (2US) datés de 44,55 ± 4,58 ka (Pléniglaciaire weichsélien moyen) dans la vallée principale (secteur D). Ces dépôts ont été remaniés au moins jusque durant l'Atlantique dans la vallée principale (secteurs C et D), et probablement jusque durant le Subatlantique dans les sous-bassins (secteurs A et B).

- **Phase 3** : elle est caractérisée par une incision dans les dépôts 2US, développée avant l'Allerød, conduisant à la formation de un à deux chenaux dans la vallée principale et en partie médiane et aval des secteurs A et B (transects HAR, LAV et BIL). Vers l'amont des sous-bassins A et B, aucun paléochenal n'est clairement identifié.

- **Phase 4** : elle correspond au dépôt de sédiments organiques (faciès SiT et TSi) à passées plus détritiques (faciès SiAo, SiAO et SiSaA) dans tous les secteurs. Ces dépôts sont le plus souvent limités aux chenaux incisés durant la phase 3I dans la vallée principale (secteurs C et D) et en partie aval du secteur B (transect BIL) et datés entre l'Allerød et la fin du Boréal. Dans les sous-bassins, les sédiments 4US ne sont pas toujours présents. Ceci peut résulter d'une absence initiale de dépôt ou encore d'une érosion durant les phases 5 et 6.

- **Phase 5** : elle est caractérisée par une accrétion de sédiments détritiques plus ou moins sableux (5US) sur une partie ou la totalité de la plaine alluviale dans la vallée principale (secteurs C et D), et par une incision modérée (5I) dans les sous-bassins A et B. Cette phase s'est développée entre la fin du Boréal et la fin de l'Atlantique.

- **Phase 6** : elle est relative à une incision (6I) dans tous les secteurs étudiés entre la fin de l'Atlantique et le début du Subatlantique. Elle a pu être relativement modérée dans le sous-bassin A et dans les parties amont et médiane du sous-bassin B (transects FON, ROC et LAV), et plus intense en partie aval du secteur B (transect BIL) et dans la vallée principale (secteurs C et D). Dans la partie aval du bassin versant (secteur D), l'abandon de chenaux secondaires a favorisé la mise en place très locale de sédiments tourbeux durant le Subboréal (faciès SiT).

- **Phase 7** : elle correspond à la reprise de la sédimentation (7US) sur toute la largeur de la vallée au Subatlantique, avec une tendance régressive (développement vers l'amont) dans les sous-bassins (Âge du Bronze à Haut Moyen-Âge dans le secteur A). Les dépôts peuvent être à dominance détritique silto-argileuse plus ou moins sableuse (secteur A, transects FON, LAV et BIL du secteur B et transects BJE et CHA du secteur D) ou parfois assez organiques (transect ROC du secteur B, secteur C et forage RIA3 du secteur D). L'intercalation du faciès FV dans les alluvions des sous-bassins montre une déstabilisation des versants.

- **Phase 8** : dans la continuité de la phase 7, elle est marquée par la dominance de l'accrétion détritique silto-argileuse plus ou moins sableuse (8US), sur toute la largeur de la vallée et dans tous les secteurs étudiés. Elle a pu débuter à la transition entre le Haut Moyen-Âge et le Moyen-Âge central. De manière analogue à la phase 7, les faciès CB et FV intercalés dans les alluvions montrent que les versants furent déstabilisés durant la phase 8.

Le phasage d'évolution spatio-temporelle de la dynamique fluviatile ainsi défini peut être confronté aux données connues sur le climat et l'occupation par les humains, à une échelle globale, puis régionale et enfin locale. Cette confrontation, effectuée dans le chapitre suivant, doit permettre de discuter, pour chaque phase, l'impact des fluctuations climatiques et de l'anthropisation sur l'évolution spatiale du système fluviatile.

Chapitre 6. Les facteurs forçants de l'évolution de la dynamique fluviatile

Les phases de fonctionnement 1 à 8 définies précédemment montrent l'évolution spatio-temporelle de la dynamique fluviatile depuis le Weichsélien déduite de l'analyse de 4 secteurs du bassin versant. Dans le cas de la Choisille, puisque l'activité tectonique quaternaire régionale est assez limitée (*cf.* § 1.2.1.2), cette évolution résulte de deux facteurs forçant : le climat, seulement variable dans le temps, et non dans l'espace (*cf.* § 1.3), pour un bassin de cette taille (288 km²) (causes naturelles), et l'impact de l'homme sur l'occupation du sol et l'aménagement du territoire (causes anthropiques). Ces deux facteurs variant conditionnent la production sédimentaire sur les versants et les conditions d'exportation de la charge solide par les écoulements (dynamique hydro-sédimentaire déterminant le ratio entre stockage dans le bassin et exportation des flux), et déterminent le style fluvial (voir Knox, 1972, pour l'impact bio-climatique et Trimble, 1974, pour l'impact anthropique). Afin de comprendre, pour chaque phase définie, les facteurs influants et leurs conséquences sur la dynamique fluviatile et sur l'évolution morphologique associée en fond de vallée, ce chapitre propose de confronter les observations lithostratigraphiques réalisées sur la Choisille :

- à l'évolution du climat, à l'échelle globale et régionale
- à l'évolution du couvert végétal en contexte naturel et anthropisé, connue à l'échelle régionale et locale par la palynologie
- à l'évolution de la pression anthropique, via l'aménagement du territoire, renseigné par les sources archéologiques et historiques, à l'échelle régionale et surtout locale.

Durant les phases 1 à 6, et plus particulièrement pendant les phases 4, 5 et 6 plus récentes, les indices d'un impact anthropique (coupes, cultures, élevage…) n'ont pas été identifiés sur les diagrammes polliniques : l'évolution morphologique de la plaine alluviale a été considérée comme résultant exclusivement de causes naturelles (§ 6.1). Les phases 7 et 8 montrent en revanche l'apparition brutale et la croissance de la pression anthropique dans le bassin. L'évolution morphologique de la plaine alluviale résulte alors de l'action combinée de

causes anthropiques et climatiques : la plaine alluviale a donc été considérée comme évoluant en contexte anthropisé (§ 6.2).

6.1. Evolution de la plaine alluviale en contexte strictement naturel : impact des variations climatiques depuis le Weichsélien

L'ensemble du Weichsélien (dernière période glaciaire) (*cf.* § 2.2.2.2) est marqué par de nombreuses oscillations climatiques cycliques (cycles de « Dansgaard-Oeschger »), rapides, avec des épisodes de réchauffement abrupts et des périodes de froid rigoureux plus longues (Guiot *et al.*, 1989 ; Dansgaard *et al.*, 1993 ; Bond *et al.*, 1993) (Fig. 6.1).

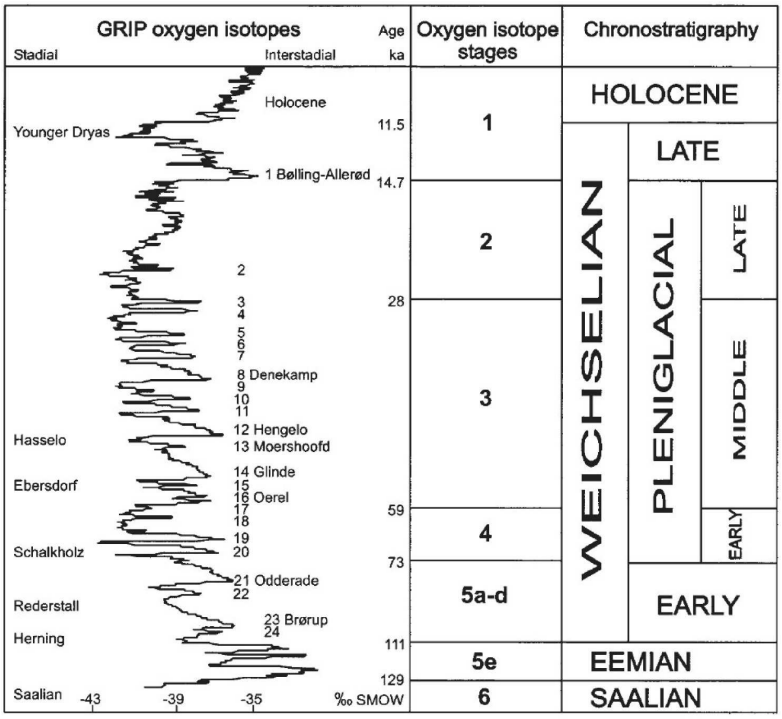


***Figure 6.1** : chronostratigraphie du Quaternaire récent et comparaisons avec l'enregistrement $\delta^{18}O$ de la carotte GRIP (Johnsen et al., 1992), les stades isotopiques de l'oxygène des sédiments marins (Martinson et al., 1987), et les interstades et stades continentaux de l'Europe du nord-ouest (d'après Bos et al., 2001)*

Bien que l'interglaciaire holocène puisse être considéré comme climatiquement stable en comparaison avec le Weichsélien (*i.e.* Dansgaard *et al.*, 1993), le climat a néanmoins également varié durant cette période (*e.g.* Iversen, 1944 ; Denton et Karlén, 1973 ; Aaby,

1976 ; Guiot *et al.*, 1993a ; Stuiver *et al.*, 1995 ; Alley *et al.*, 1997 ; McDermott *et al.*, 1999 ; Steig, 1999 ; Magny *et al.*, 2003), avec des fluctuations de magnitudes bien inférieures. Pour l'ensemble des phases définies, l'évolution bio-climatique sera présentée dans un contexte global, puis continental et enfin local lorsque cela est possible.

6.1.1. Périodes antérieures aux phases 1 à 8 définies (Saalien ? / début Weichsélien ?)

Les dépôts constituant les basses terrasses fluviatiles de Baigneux et de Palluau (*cf.* § 5.2.1) sont antérieurs à la phase d'incision 1I, mais aucun élément chronologique ne permet de préciser leur âge ni celui de l'incision qui les mis en position de terrasse. Ces dépôts grossiers sablo-graveleux ont pu se mettre en place en contexte périglaciaire, avec un système de chenaux en tresses divaguant sur toute la largeur de la vallée (Reineck et Singh, 1973 ; Bridge, 2003), à l'instar des dépôts de la phase 2US (*cf.* § 6.1.3). Ils ont ensuite pu être mis en position de terrasse lors d'une période d'incision correspondant à un refroidissement climatique. En effet, lors d'une période de refroidissement, la baisse de l'évapotranspiration (et donc la hausse du ruissellement), la persistance relative du couvert végétal et le maintien de la stabilité des sols sont des éléments favorables aux processus d'incision (Vandenberghe, 1995). Les dépôts peuvent être attribués (hypothèse 1) au début Weichsélien [« Early Glacial » ; $\delta^{18}O$ isotope stage (OIS) 5a-d ; Fig. 6.1], avec un façonnement en terrasse durant la phase 1I. En l'absence d'autre information, il ne peut être exclu que ces dépôts soient (hypothèse 2) d'âge saalien (OIS 6, Fig. 6.1) avec une mise en position de terrasse soit durant l'interglaciaire Eémien (OIS 5e, Fig. 6.1), en lien avec le réchauffement à cette époque, et/ou durant la phase 1I, et ce malgré le faible degré d'altération apparent de ces formations.

Dans la vallée de la Loire moyenne, Macaire (1983) a observé des basses terrasses notées Fx, situées 5 à 8 m au dessus de la plaine alluviale actuelle, et correspondant soit à des dépôts sablo-graveleux plus ou moins altérés (Fx1), soit à des dépôts sablo-limoneux fortement éolisés (Fx2). Cet auteur a rattaché ces dépôts Fx au début Weichsélien ou au Pléniglaciaire weichsélien inférieur ou moyen, et l'incision les ayant mis en position de terrasse à un interstade weichsélien. D'autre part, Macaire (1983) a identifié des terrasses plus élevées notées Fw, située à environ 15 m au dessus de la plaine alluviale actuelle et constituées de dépôts limoneux, limono-sableux ou sablo-graveleux très altérés. Cet auteur a rattaché les dépôts Fw au Saalien et l'incision inter Fw-Fx à l'interglaciaire éémien.

Il est peu vraisemblable que les basses terrasses observées en Choisille correspondent aux terrasses Fw observées dans la vallée de la Loire, car ces dernières sont trop élevées et leurs dépôts sont très altérés. Ceci ne conforte pas l'hypothèse 2 d'un âge saalien des dépôts de terrasse en Choisille. Il semble donc plus logique que les basses terrasses de la vallée de la Choisille correspondent aux terrasses Fx observées en Loire : les dépôts seraient donc plus probablement d'âge début Weichsélien (hypothèse 1) (111-73ka ; OIS 5a-d, Fig. 6.1), avec une mise en position de terrasse durant la phase 1I présentée ci-après.

6.1.2. Début Weichsélien à Pléniglaciaire weichsélien inférieur : phase 1

6.1.2.1. Contexte bio-climatique

Durant le début Weichsélien (111-73ka ; OIS 5a-d, Fig. 6.1), le refroidissement climatique global après l'interglaciaire éémien fut progressif et entrecoupé d'interstades plus chauds (Guiot *et al.*, 1989 et 1993b ; de Beaulieu et Reille, 1992 ; Johnsen *et al.*, 1992). En France, durant ces interstades, le couvert arboréen à *Pinus* et *Betula* ou encore *Picea* et *Corylus* était présent, tandis que la végétation steppique a progressé lors des périodes plus froides (de Beaulieu et Reille, 1992 ; Emontspohl, 1994).

Durant le Pléniglaciaire weichsélien inférieur (OIS4, Fig. 6.1), le climat fut globalement assez froid et humide (Guiot *et al.*, 1989 et 1993b ; Huijzer et Vandenberghe, 1998). En partie terminale de cette période, le climat fut plus sec et l'activité éolienne assez intense (Huijzer et Vandenberghe, 1998).

6.1.2.2. Impact bio-climatique sur la dynamique fluviatile

La phase 1I correspond à la plus récente incision quaternaire du substrat crétacé ou éocène en fond de vallée (avant 44,55 ± 4,58 ka, c'est-à-dire avant ou pendant le Pléniglaciaire weichsélien moyen). Comme vu dans le § 5.2.2, cette phase indique probablement une faible production sédimentaire par les versants, inférieure à la capacité d'exportation de matière solide en aval du bassin (Gray et Leiser, 1982 ; Sklar et Dietrich, 2001). Une telle dynamique suggère donc la présence d'un couvert végétal assez dense et des débits hydrologiques soutenus lors des crues (Snyder *et al.*, 2003). Ces conditions pourraient éventuellement être réunies lors d'interstades. Il est cependant plus probable d'attribuer ce

type d'incision, à des périodes de refroidissement (Vandenberghe, 1995) soit au début Weichsélien (OIS 5a-d, Fig. 6.1), soit à la transition début Weichélien - Pléniglaciaire weichsélien inférieur, soit avant la fin du Pléniglaciaire weichsélien inférieur (OIS 4, Fig. 6.1).

Durant la phase d'incision, qui a pu être relativement courte par rapport aux périodes de dépôt qui l'encadrent (Vandenberghe, 1995), la contribution des nappes phréatiques de la craie et des calcaires lacustres a pu permettre de tamponner les variations temporelles des apports hydriques issus des précipitations, tandis qu'un bas niveau de base (c'est-à-dire la Loire) a favorisé la propagation d'une érosion régressive. Dans la vallée de la Loire, les dépôts Fx (*i.e.* Macaire, 1983) ont pu être mis en position de terrasse durant une période chronologique équivalente à la phase 1I.

L'incision 1I a pu se développer au cours d'une période fraiche et humide du début Weichsélien (OIS 5a-d) ou du Pléniglaciaire weichsélien inférieur (OIS 4).

6.1.3. Pléniglaciaire weichsélien moyen et supérieur : phase 2

6.1.3.1. Contexte bio-climatique

Durant le Pléniglaciaire weichsélien moyen (59-28 ka), le climat était globalement humide et caractérisé par une succession de fluctuations froides plus ou moins rigoureuses (Haeserts, 1984a ; Guiot *et al.*, 1989 ; Johnsen *et al.*, 1992) et une activité éolienne assez limitée (Huijzer et Vandenberghe, 1998). En Europe du nord-ouest, les reconstitutions montrent que la végétation de type steppique était dominante, bien que les taxons arboréens tels *Pinus* ou *Betula* fussent représentés de manière non négligeable lors des interstades (Haesaerts, 1984b) pendant lesquels les températures du mois le plus chaud ont pu atteindre 18°C (Huijzer et Vandenberghe, 1998). Lors des périodes de froid plus rigoureux, les températures du mois le plus froid ont pu atteindre -27°C, les températures du mois le plus chaud 11°C, avec des températures moyennes annuelles comprises entre -9 et -4°C (Huijzer et Isarin, 1997 ; Huijzer et Vandenberghe, 1998). Malgré ce contexte périglaciaire, l'absence d'un pergélisol continu est très probable en Loire moyenne, même lors des périodes froides les plus rigoureuses (Isarin, 1997).

Le Pléniglaciaire weichsélien supérieur correspond à une période de froid assez rigoureux (Johnsen *et al.*, 1992), avec un climat sec (Haeserts, 1984a ; Kasse, 2007) et un

maximum glaciaire (LMG, Last Glacial Maximum) vers ~25 à 18 ka (fourchette variable selon les auteurs). Une reprise de l'activité éolienne a été observée durant cette période qui présente des hivers rigoureux (-20 à -25°C), des étés très frais (4 à 8°C) (Huijzer et Vandenberghe, 1998), et un déclin associé du couvert végétal (Mol, 1997). A la fin du Pléniglaciaire supérieur, la chronozone du Dryas ancien (GS-2a ; GS : Greenland stadial ; Björck *et al.*, 1998 ; Fig. 6.2) (16800-15630 cal BP dans la chronozonation régionale, d'après Visset *et al.*, 2005, Fig. 2.3 et 6.2) est relativement froide et plus humide (Haeserts, 1984b). La végétation du Dryas ancien a été identifiée sporadiquement dans le bassin de la Loire moyenne : elle est dominée par les prairies steppiques à Poaceae et de nombreux taxons caractéristiques d'une phase froide, tandis que les Cypéracées semblent peupler les fonds de vallées (Visset *et al.*, 2008).

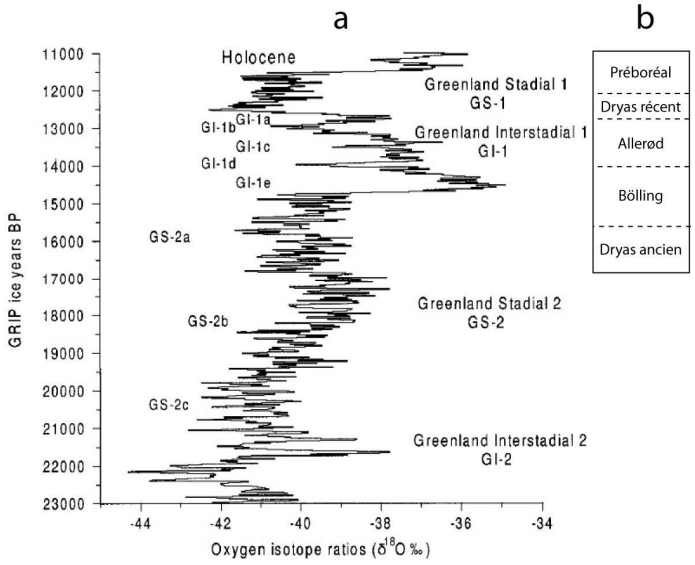


***Figure 6.2** : comparaison de la stratigraphie isotopique des interstades et stades du GRIP, Summit (a) (d'après Björck et al., 1998) avec les chronozones du Weichsélien et du début de l'Holocène en Loire moyenne (b) (d'après Visset et al., 2005)*

6.1.3.2. Impact bio-climatique sur la dynamique fluviatile

La phase 2US, correspondant au dépôt initial de facies gravelo-sableux SaG, est datée par OSL autour de 44,55 ± 4,58 ka dans le secteur D, ce qui correspond au Pléniglaciaire weichsélien moyen.

Comme vu précédemment dans le § 5.2.3, le déplacement depuis les versants jusqu'en fond de vallée de fragments hétérométriques, jusqu'à pluricentimétriques, très abondants dans

les alluvions 2SU, n'a pu se faire qu'avec l'assistance d'une abondante matrice silto-argileuse par solifluxion, et plus particulièrement par gélifluxion en contexte froid périglaciaire (Reineck et Singh, 1973 ; Haesaerts, 1984a ; Campy et Macaire, 2003), où la dégradation saisonnière du pergélisol peut avoir entrainé une déstabilisation des versants et une production sédimentaire accrue (Woo *et al.*, 1992). Durant les périodes de froid plus rigoureux, lors des fontes printanières, les matériaux hétérométriques soliflués sur les versants alors peu végétalisés se sont accumulés en fond de vallée. Lors des périodes moins froides, comme les interstades, la reprise du ruissellement et une meilleure fixation des versants par la végétation a permis le tri et le transport de ces matériaux en fond de vallée (Haesaerts, 1984a). L'abondance des éléments grossiers a induit la morphologie en tresse de la rivière (Schumm, 1977 et 1985 ; Reading, 1986), favorisée par une faible fixation des dépôts par la végétation en fond de vallée. Ces caractéristiques dynamiques sont compatibles avec le climat du Pléniglaciaire weichsélien moyen attesté par OSL pour ces dépôts 2US, climat montrant de forts contrastes thermiques saisonniers et une humidité favorables aux processus de gélifluxion.

Durant le Pléniglaciaire weichsélien supérieur (dont le Dryas ancien), l'activité de la rivière fut probablement réduite relativement au Pléniglaciaire weichsélien moyen du fait de conditions climatiques continument plus froides et sèches : elle fut alors probablement restreinte aux chenaux actifs comme suggéré par Mol (1997). Aucun dépôt éolien n'est cependant intercalé dans les alluvions de cette période.

L'unité 2US est polyphasée, car les dépôts et leur tri ne se sont probablement effectués que durant de multiples évènements dynamiques, sporadiques mais répétés durant une période couvrant plusieurs dizaines de milliers d'années en considérant l'ensemble du Pléniglaciaire weichsélien. Ils ont ensuite été remaniés à plusieurs reprises durant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

Le contexte bio-climatique du Pléniglaciaire weichsélien moyen fut favorable, lors des périodes plus froides, aux processus de gélifluxion sur les versants, conduisant au dépôt de matériaux hétérométriques en fond de vallée. Lors des interstades plus frais et humides, la reprise du ruissellement sur les versants et le tri des matériaux accumulés en fond de vallée se sont effectués.

6.1.4. Bölling : phase 3

6.1.4.1. Contexte bio-climatique

En Europe, et plus généralement dans l'hémisphère nord, le Tardiglaciaire weichsélien est une période de transition climatique entre le dernier maximum glaciaire et l'interglaciaire Holocène. Durant le Tardiglaciaire le climat a fortement évolué. Le Weichsélien supérieur débute avec la période du Bölling (Mangerud *et al.*, 1974) (GS-2a à GI-1e ; Björck *et al.*, 1998) (15630-14135 cal BP dans la chronozonation régionale, Fig. 2.3 et 6.2), durant lequel le réchauffement climatique fut particulièrement marqué et largement observé après 15000 cal BP, dans la phase initiale de cette période (*e.g.* Atkinson *et al.*, 1987 ; Van Geel *et al.*, 1989 ; Johnsen *et al.*, 1992 ; Bond *et al.*, 1993 ; Taylor *et al.*, 1993 ; Stuiver *et al.*, 1995 ; Witte *et al.*, 1998 ; Isarin et Bohncke, 1999 ; von Grafenstein *et al.*, 1999 ; Renssen et Isarin, 2001 ; Friedrich *et al.*, 2001 ; Heiri et Millet, 2005 ; Kasse *et al.*, 2007). Ce réchauffement contraste avec les conditions périglaciaires qui régnaient durant le Dryas ancien, mais dans les régions d'Europe du nord et nord-ouest, un climat froid a pu persister sous l'influence des calottes glaciaires encore étendues (Coope *et al.*, 1998 ; Shennan *et al.*, 2006). En parallèle à la hausse des températures, le milieu est devenu plus humide, suggérant donc une hausse des précipitations (Bohncke, 1993).

Dans le Bassin parisien le climat fut relativement chaud au Bölling, peu en deçà des températures actuelles (Ponel *et al.*, 2005). Le milieu est devenu plus humide, (Limondin-Lozouet et Antoine, 2001) avec des biotopes plus humides que durant l'Allerød (Limondin-Lozouet *et al*., 2002). Les pollens arboréens (tels *Betula* ou *Salix*) sont en progression dans les enregistrements polliniques, notamment à la partie supérieure du Bölling (Antoine, 1997a), bien que le paysage reste très ouvert (Limondin-Lozouet *et al.*, 2002).

Aucune donnée concernant la végétation durant le Bölling n'a été acquise sur le bassin de la Choisille, et les données bien contraintes chronologiquement concernant le bassin de la Loire moyenne sont sporadiques : elles montrent la rareté des arbres et arbrisseaux et la prédominance de la végétation steppique à Poaceae, avec cependant une modification de la composition de la steppe par rapport au Dryas ancien (Visset *et al.*, 2008 ; Piana *et al.*, 2009). Dans le fond de vallée, la végétation aquatique et paludicole tend à se développer (Visset *et al.*, 2008), montrant notamment une humidité croissante. Suite à la période longue, froide et sèche du LGM, pendant laquelle le retrait méridional de nombreux taxons s'est effectué,

l'évolution de la nature du couvert végétal fut peu marquée au Bölling, car un délai fut nécessaire à la colonisation par la végétation mésotherrmophile (Van Geel *et al.*, 1989 ; Pastre *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet et Antoine, 2001 ; Kasse *et al.*, 2007), et ce malgré la hausse des températures et des précipitations. Cependant, il est fort probable que l'augmentation de l'humidité et des températures ait favorisé un couvert végétal pionnier plus protecteur qui, en interaction avec le développement des horizons pédologiques, a contribué à la stabilisation des versants.

L'épisode du Dryas moyen (GI-1d ; Björck *et al.*, 1998), défini comme bref, froid (Johnsen *et al.*, 1992 ; Ringberg *et al.*, 2003 ; Stuiver *et al.*, 1995 ; Ponel *et al.*, 2005) et sec (Bohncke, 1993), est bien marqué par une réduction de la croissance des cernes d'arbres en Europe durant quelques décennies (Friedrich *et al.*, 2001) ou une interruption provisoire de l'expansion du couvert forestier au profit des taxons steppiques dans le Bassin parisien (Pastre *et al.*, 2000). Le Dryas moyen a été identifié entre 14135 et 14065 ans cal BP dans le bassin de la Loire moyenne (Visset *et al.*, 2005) par une modification de la composition de la steppe, nettement dominée par des Poaceae associées à *Artemisia* (Visset *et al.*, 2008). Dans le bassin de la Choisille, ce bref épisode n'a pas pu être distingué du Bölling et de l'Allerød ; s'il existe, il est rattaché à la phase 3I dans le phasage défini.

6.1.4.2. Impact bio-climatique sur la dynamique fluviatile

Comme vu précédemment dans le § 5.2.4, cette phase marquée par l'incision (3I) indique un changement important dans la dynamique hydro-sédimentaire. Elle a pris fin avant la fin du Bölling ou au début de l'Allerød, avant le dépôt de l'unité 4SU qui a fourni des dates de l'Allerød au Boréal dans le secteur D, du Dryas récent au Préboréal en C, de l'Allerød en A, et du Préboréal et Boréal en B (Fig. 5.11). Une telle incision verticale dans les dépôts sablo-graveleux weichséliens 2US en fond de vallée a été largement décrite en Europe où elle est associée à l'amélioration climatique à la transition Pléniglaciaire supérieur / Tardiglaciaire, et plus particulièrement au début du Tardiglaciaire (c'est-à-dire le Bölling) (Kozarski, 1983 ; voir d'autres références au § 8.1.3).

Durant le Bölling le cours d'eau a évolué d'un style à chenal en tresse mobile à un style à chenal simple incisé et stable. Une telle incision profonde et à faible extension latérale, conduisant à la formation d'un chenal à configuration pérenne, est typique des phases de réchauffement interstadiaux (Vandenberghe, 2008). La phase 3I témoigne du tarissement des

apports solides grossiers depuis les versants relativement à 2SU. Cette caractéristique est en relation probable avec une meilleure fixation du sol par le couvert végétal en conséquence de l'amélioration climatique, comme l'ont suggéré de nombreux auteurs (*e.g.* Vandenberghe, 1985; van Huissteden et Vandenberghe, 1988 ; Antoine, 1997a ; Pastre *et al.*, 1997). L'arrêt des processus périglaciaires, notamment des apports de versant par solifluxion dominants durant la phase 2US, a du jouer un rôle important dans la métamorphose fluviale (*i.e.* Pastre *et al.*, 2003b). Comme pour la phase 1, l'incision s'accroît fortement entre l'amont et l'aval dans les sous-bassins (plus en B qu'en A), montrant aussi l'importance de l'alimentation des rivières par les nappes phréatiques ; ceci pourrait confirmer une meilleure perméabilité des sols consécutive à la disparition définitive du pergélisol.

L'incision a pu être assez rapide (< 1 milliers d'années) après l'amélioration marquée du climat (Vandenberghe, 1995 ; Antoine, 1997a ; Pastre *et al.*, 2003a et 2003b) ; le Bölling se composerait ainsi d'une période d'incision rapide suivie d'une période de stabilisation du système et d'un comblement sédimentaire (analogue à 4US). Dans le bassin de la Choisille, la fourchette chronologique qui encadre l'incision ne permet pas de préciser sa durée. Compte tenu du changement climatique rapide au Bölling, il est possible de considérer que le changement de régime des précipitations a pu induire des modifications rapides du peuplement végétal, avec un temps de réponse de 50 à 100 ans (Knox, 1984 ; Harrison et Sanchez Goñi, 2010). Cependant, la colonisation par les espèces pionnières, notamment les taxons arboréens bien protecteurs des sols quand ils sont assez denses (Gray et Leiser, 1982 ; Rey *et al.*, 2004), ne s'est faite que très progressivement durant tout le Tardiglaciaire. L'augmentation des précipitations au Bölling, évidente en Loire moyenne d'après la végétation, a probablement été favorable à l'incision de chenaux profonds (jusqu'à environ 2m), la stabilisation de la plaine alluviale ayant pu être favorisée par le développement de la végétation rivulaire (Thorne, 1990 ; Simon *et al.*, 2004). Bien qu'un léger développement des arbres soit perceptible, le couvert arboréen était encore clair et l'augmentation des précipitations a probablement favorisé le ruissellement et les processus érosifs sur les versants (Langbein et Schumm, 1958 ; Knox, 1972 ; Elwell et Stocking, 1976 ; Lee et Skogerboe, 1985 ; Gurnell et Gregory, 1987) ; cependant, la production sédimentaire fut probablement moins abondante et les sédiments plus fin que ceux produits par les processus de gélifluxion durant 2US. Le déstockage par incision des matériaux grossiers 2US dans l'ensemble de la vallée principale et la partie aval des sous-bassins A et B indique des écoulements énergiques

dans les chenaux, probablement alimentés par de fortes précipitations ; ces écoulements ont exporté en aval du bassin versant la totalité de la production sédimentaire des versants.

Durant le Bölling, le réchauffement climatique brutal a permis l'arrêt des processus périglaciaires et la stabilisation des versants par la végétation. L'augmentation des précipitations, le tarissement des apports solides depuis les versants et la stabilisation de la plaine alluviale par la végétation rivulaire ont été favorables à l'incision 3I.

6.1.5. Allerød à Boréal : phase 4

6.1.5.1. Contexte bio-climatique

En Europe, la période comprise entre l'Allerød et le Boréal, qui correspond à la phase 4 dans le bassin de la Choisille, est caractérisée par des changements importants du peuplement végétal, induits par les changements climatiques globaux et régionaux entre le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène.

- **Allerød**

L'Allerød (14065-12750 cal BP dans la chronozonation régionale, Fig. 2.3 et 6.2) (GI-1c à GI-1a ; Björck *et al.*, 1998) est une période qui apparaît souvent en continuité climatique avec le Bölling (interstade Bölling-Allerød, GI-1, Fig. 6.2), cet ensemble étant entrecoupé d'oscillations climatiques froides souvent difficiles à percevoir tel le Dryas moyen (GI-1d, Fig. 6.2) ou « l'intra-Allerød cold period » (GI-1b, Fig. 6.2) (Björck *et al.*, 1998). Durant l'Allerød le réchauffement global s'est poursuivi en Europe du nord (Coope *et al.*, 1998), bien que les enregistrements isotopiques suggèrent des températures légèrement plus froides et irrégulières qu'au Bölling, (c'est à dire interstade GI-1b, Fig. 6.2) (Johnsen *et al.*, 1992 ; Grootes *et al.*, 1993 ; Taylor *et al.*, 1993 ; Stuiver *et al.*, 1995). Cependant, il a été montré que les températures ont été relativement peu différentes entre le Bölling et l'Allerød en Europe du nord-ouest (Van Geel *et al.*, 1989) ou dans le Bassin parisien septentrional (Ponel *et al.*, 2005) où l'Allerød apparait comme un épisode de stabilité (Limondin-Lozouet, 1998). Les études montrent qu'en Europe du nord-ouest l'Allerød est plus humide que le Dryas moyen (ou la fin du Bölling) (Bohncke et Wijmstra, 1988 ; Bohncke et Vandenberghe, 1991), bien qu'à sa partie terminale des conditions plus sèches ont pu prédominer (Bohncke *et al.*, 1988 ; Bohncke, 1993). Dans le Bassin parisien, de relatives conditions d'humidité semblent exister

(Antoine, 1997a), avec parfois un milieu plus sec dans la seconde partie de l'Allerød (entre ~13500 et 12700 cal BP) (Limondin-Lozouet et Antoine, 2001).

Dans le Bassin parisien (*ibid.*) ou en Grande-Bretagne (Preece, 1992 et 1998), les nodules carbonatés ≤ 1 mm associés à l'activité des lombrics (Canti, 1998) sont abondants dans les dépôts, montrant le développement de la pédogénèse, avec une structuration progressive des horizons pédologiques. Ceci est appuyé par l'observation de paléosols repères dans le Bassin parisien (« sol de Belloy » : Antoine, 1997a et b ; Pastre *et al.*, 2000, 2002a, 2002b et 2003b ; Antoine *et al.*, 2003 ; Orth, 2003) ou en Europe du Nord-Ouest (« sol d'Usselo » : Kasse *et al*., 2007). Le climat fut soumis a des influences plus océaniques (Bridault, 1997, dans : Antoine, 1997a) avec l'extension discrète du couvert forestier à *Betula*, *Juniperus* ou *Pinus* (Leroyer *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 2000 et 2002a ; Ponel *et al.*, 2005).

Dans le bassin de la Loire moyenne, le paysage est resté très ouvert durant l'Allerød et les prairies steppiques (Poaceae, *Artemisia*, Asteraceae, Gentianaceae, *Linum*, Lamiaceae) dominaient encore le paysage, tandis que les rares taxons arboréens existant (*Pinus*, *Betula*, *Salix*) amorcent leur progression puis se sont développés, avec la dominance de *Betula* ou *Pinus* suivant les secteurs (Garcin *et al.*, 2001 ; Carcaud *et al.*, 2002 ; Visset *et al.*, 2008). En fond de vallée, la végétation était constituée de paludicoles (dont Cyperaceae), d'aquatiques, et de très rares aulnes (*ibid.*), montrant la persistance de conditions humides. Ces éléments montrent une stabilisation progressivement croissante des sols, notamment par les taxons arboréens et la continuité de la pédogénèse amorcée au Bölling.

Dans le bassin de la Choisille, la couche de sédiment située à la base du forage BRO-S8 (ZAP a Fig. 4.4) a été placée dans le Dryas récent par Cyprien-Chouin *et al.* (2004a), avec une date de 13091-12660 cal BP correspondant à un âge fin Allerød à Dryas récent. Les caractéristiques de cette zone sont proches de celles observées au Dryas récent, avec cependant l'absence totale de *Corylus* sur les versants et de *Filipendula* en fond de vallée.

- **Dryas récent**

La chronozone du Dryas récent (12750-12100 cal BP dans la chronozonation régionale, Fig. 2.3 et 6.2) recoupe la fin de l'interstade GI-1a et le début du stade GS-1 sur la chronologie isotopique (Björck *et al.*, 1998) : dans l'hémisphère nord, cet intervalle chronologique est caractérisé par une chute marquée des températures (Johnsen *et al.*, 1992 ; Grootes *et al.*, 1993 ; Taylor *et al.*, 1993). De manière générale en Europe, cette période très

étudiée a connu le climat le plus froid du Tardiglaciaire (Lowe *et al.*, 1994), comme le montrent : l'avancée des glaciers (*e.g.* Ballantyne, 1989 ; Roberts, 1998 ; Golledge, 2010), la progression des taxons steppiques dans les assemblages polliniques et la régression de taxons arboréens (*e.g.* Lotter *et al.*, 1992 ; Walker *et al.*, 1993 ; Vannière *et al.*, 2004), l'analyse systématique (*e.g.* Walker *et al.*, 1993 ; Coope *et al.*, 1998 ; Witte *et al.*, 1998 ; Heiri et Millet, 2005 ; Peyron *et al.*, 2005) ou isotopique (von Grafenstein *et al.*, 1999) des bio-indicateurs fossiles, la distribution spatio-temporelle du permafrost (Isarin, 1997), la hausse de l'activité éolienne (*e.g.* Haeserts, 1984a et 1984b ; Vandenberghe *et al.*, 1987 ; Bohncke, 1993 ; Kasse *et al.*, 2005 et 2007 ; Starkel *et al.*, 2007), et les changements dans l'activité fluviatile (*e.g.* Rose *et al.*, 1980 ; voir d'autres références au § 8.2).

La baisse des températures a plus particulièrement affecté les températures l'hiver que l'été (Vandenberghe et Bohncke, 1985). Le refroidissement a été sensiblement marqué entre ~13000 et 12500 cal BP, tandis qu'après 12500 les températures furent généralement moins basses, quoiqu'irrégulières (Atkinson *et al.*, 1987 ; Johnsen *et al.*, 1992 ; Isarin et Bohncke, 1999). Le climat fut donc plus froid, mais également plus sec à la transition Allerød / Dryas récent et particulièrement au début du Dryas récent (Vandenberghe et Bohncke, 1985 ; Bohncke, 1993 ; Magny et Ruffaldi, 1995 ; Isarin et Bohncke, 1999 ; Kasse *et al.*, 2007), après l'éruption du Laacher See tephra (12900 cal BP) (van den Bogaard et Schmincke, 1984 et 1985), bien que d'après Guiot (1987) la baisse des précipitations fut moins prononcée que celle des températures. Par exemple, des hauts niveaux lacustres ont été atteints dans la seconde partie du Dryas récent en Europe du centre ouest, vers 12500-12000 cal BP (Magny *et al.*, 2001a). Ceci est en accord avec Antoine (1997a), qui montre une relative humidité durant cette période en France septentrionale.

Dans le Bassin parisien septentrional, les reconstructions paléoenvironnementales ont également montré l'existence d'un climat plus froid du Dryas récent relativement aux périodes tardiglaciaires qui précèdent ou holocènes qui suivent (Limondin, 1995 ; Antoine, 1997a ; Pastre *et al.*, 1997; Limondin-Lozouet, 1998 et 2002 ; Limondin-Lozouet et Antoine, 2001 ; Ponel *et al.*, 2005 et 2007 ; Gandouin *et al.*, 2007 et 2009). Les saisons estivales ont pu être tempérées (~10°C en moyenne durant le mois le plus chaud, juillet) et les hivers rudes (~-12°C en moyenne durant les mois les plus froids, janvier et février) (Ponel *et al.*, 2007), montrant un type climatique assez continental. Durant cette période la couverture végétale à *Pinus* a pu se développer ou se maintenir (Leroyer *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 2000), ou encore

reculer au profit de *Juniperus* et *Betula* et surtout des taxons steppiques (Pastre *et al.*, 2000 et 2003a; Antoine *et al.*, 2003).

Dans le secteur de la Loire moyenne, la végétation durant le Dryas récent ne montre pas spécialement une progression des taxons steppiques au détriment des taxons arboréens : en Touraine, bien que les prairies steppiques à Poaceae et *Artemisia* dominent toujours le paysage, la couverture à *Pinus* fluctue mais se maintient ou se développe, tandis que *Betula* est toujours représenté (Visset *et al.*, 2008). Les zones humides étaient peuplées de paludicoles (dont Cyperaceae), d'aquatiques ; *Alnus* s'installe discrètement (*ibid.*). Relativement à la chronozonation classique de Mangerud *et al.* (1974), le Dryas récent est assez bref (~ 650 ans calendaires) en Loire moyenne d'après Visset *et al.* (2005).

Dans le bassin de la Choisille, une végétation de type steppique en phase froide ont été identifiée sur les sites BRO et CHA, avec des Poaceae, *Artemisia*, *Ephedra* et quelques Asteraceae sur les versants et les plateaux (ZAP a Fig. 4.3 et 4.7). Les arbres sont représentés surtout par *Pinus sylvestris* mais aussi par *Betula*. Quelques arbres mésothermophiles comme *Quercus* et *Corylus* ont été observés à l'état de trace. En fond de vallée, le peuplement végétal était constitué de Cyperaceae et de plantes aquatiques, notamment de *Filipendula*, tandis que *Alnus* était déjà présent mais rare (ZAP a Fig. 4.3 et 4.7) (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004 ; Cyprien-Chouin et Visset, 2006a). Ces données montrent que, dans le bassin de la Choisille et plus largement en Loire moyenne, le Dryas récent n'a pas été nettement marqué par une forte régression des taxons arboréens ou des conditions singulièrement plus sèches en fond de vallée, constat déjà établi par Visset *et al.* (2005).

- **Préboréal**

Le Préboréal (12100-10200 cal BP dans la chronozonation régionale, Fig. 2.3 et 6.2) recouvre le stade GS-1 et le Préboréal (PB) de la chronologie isotopique (Björck *et al.*, 1998). Entre 12100 et 11500 cal BP (fin du stade GS-1), les reconstructions climatiques montrent la persistance de conditions froides dans l'hémisphère nord (voir Dryas récent), suivi d'un réchauffement marqué et rapide entre 11500 et 10700 cal BP (Atkinson *et al.*, 1987 ; Dansgaard *et al.*, 1989 ; Johnsen *et al.*, 1992 et 2001 ; Grootes *et al.*, 1993 ; Taylor *et al.*, 1993 et 1997 ; Stuiver *et al.*, 1995 ; Roberts, 1998 ; Witte *et al.*, 1998 ; von Grafenstein *et al.*, 1999 ; Alley, 2000 ; Renssen et Isarin, 2001), marquant l'entrée dans l'interglaciaire holocène. Ce réchauffement abrupt se poursuit globalement dans l'hémisphère nord durant le

Préboréal jusque dans l'Atlantique (~7800 cal BP) et impacte plus particulièrement les températures hivernales (Davis *et al.*, 2003).

Ceci apparaît particulièrement au Préboréal, où les températures augmentent nettement mais en dent de scie (Fig.6.3). L'optimum initial chaud et humide très marqué (optimum du Préboréal, durée d'environ 1 siècle) est suivi d'une succession d'assez brusques oscillations climatiques plus froides et humides (ex : Preboreal Oscillation, PBO, Fig. 6.3) ou plus chaudes et sèches (Bohncke, 1993 ; Magny et Ruffaldi, 1995 ; von Grafenstein *et al.*, 1999 ; Magny *et al.*, 2001a et 2001b), principalement en réponse aux changements de la circulation thermohaline, de l'activité volcanique et de l'activité solaire (*e.g.* Magny, 1993 ; Stuiver *et al.*, 1995 ; von Grafenstein *et al.*, 1999 ; van Geel et Magny, 2002 ; van der Plicht *et al.*, 2004 ; Turney *et al.*, 2005 ; Magny et Bégeot, 2004 ; Magny *et al.*, 2007 ; Wanner *et al.*, 2008). Ces facteurs forçant sont également responsables des changements climatiques durant la suite de l'Holocène (*ibid.*). Les précipitations ont pu globalement augmenter durant le Préboréal, et principalement au début, mais moins que les températures (Guiot, 1987 ; Guiot *et al.*, 1989), et en fluctuant dans le temps.

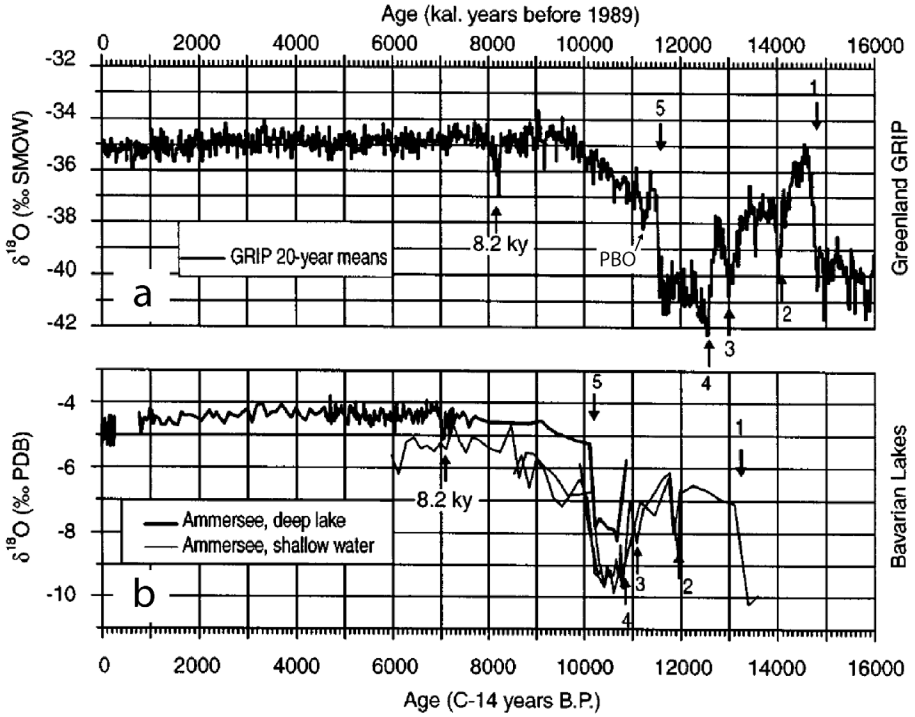


***Figure 6.3** : moyennes pluri-décennales (20 ans) des valeurs de $\delta^{18}O$ (a) du GRIP (Summit, Groenland) et (b) des ostracodes du lac Ammersee (Allemagne) depuis 16000 ans (modifié d'après von Grafenstein et al., 1998)*

Cet abrupt réchauffement à la transition glaciaire-interglaciaire est évidemment perceptible dans le Bassin parisien septentrional et bien montré par les reconstitutions basées sur les assemblages faunistiques (Limondin et Antoine, 2001 ; Ponel *et al.*, 2005 et 2007), qui ont un temps de réponse assez court par rapport au forçage climatique. Ces proxies indiquent des températures moyennes de 16 à 19°C en juillet et de 0 à 5°C en janvier-février, ce qui contraste nettement avec les températures estimées durant le Dryas récent : les températures d'été ont été proches de l'actuel, tandis que des températures d'hiver relativement basses ont perduré (Gandouin *et al.*, 2007). Dans le fond des vallées, le milieu est souvent très humide voire inondé, comme montré parfois par des observations morpho-stratigraphiques (incision suivie de dépôts tourbeux) ou la malacofaune (Antoine, 1997a et 1997b ; Pastre *et al.*, 1997 , 2002a, 2002b et 2003a ; Antoine *et al.*, 2003 ; Orth *et al.*, 2004). Les données polliniques laissent entrevoir un aspect plus « progressif » à ce réchauffement (Ponel *et al.*, 2007) : le couvert forestier s'étend au détriment des steppes, principalement la pinède mais aussi la corylaie dès la seconde moitié du Préboréal, tandis qu'une ripisylve à *Salix* se développe fréquemment en fond de vallée (Reckinger et Munaut, 1995, *in* : Antoine, 1997a ; Leroyer *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 2002a ; Gandouin *et al.*, 2009). En conséquence, les versants furent stabilisés par le développement de la végétation avec le développement de la pédogénèse (Antoine *et al.*, 2003 ; Orth *et al.*, 2004).

Dans le bassin de la Loire moyenne au Préboréal, le paysage reste encore dominé par les prairies steppiques à Poaceae et *Artemisia*. Les pinèdes se maintiennent ou progressent, *Betula* est restreint, tandis que les taxons arboréens mésothermophiles (*Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juniperus*) sont toujours assez peu développés (Carcaud *et al.*, 2000 ; Cyprien *et al.*, 2001 et 2004 ; Cyprien, 2002 ; Garcin *et al.*, 2001 ; Visset *et al.*, 2005). Les fonds de vallées sont couverts de Cyperaceae, d'aquatiques, de paludicoles et de fougères, et l'aulnaie ne progresse pas spécifiquement (*ibid.*).

Dans le bassin de la Choisille (sites BRO, BJE et CHA), les nouvelles données acquises confirment une végétation steppique sur les versants et les plateaux et un climat encore froid, avec le maintien (et parfois la progression à BRO et CHA) des prairies à Poaceae, accompagnées de composées (Asteraceae tubulées notamment), tandis que *Artemisia* régresse. *Pinus* se développe de manière importante, tandis que *Betula* diminue et que *Corylus* s'installe, accompagné plus discrètement de *Salix*. Dans la zone humide en fond de vallée, les Cyperaceae dominent et sont accompagnées d'une eutrophisation et une forte végétalisation des eaux (*Typha*, *Potamogeton*, *Sparganium*, extension locale rapide de *Myriophyllum*

verticillatum à CHA, régression ou disparition de *Filipendula*), tandis que *Alnus* continue de s'installer (ZAP a Fig. 4.6 ; ZAP b Fig. 4.3, 4.4 et 4.7 ; ZAP c Fig.4.7, 4.10 et 4.11) (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004 ; Cyprien-Chouin et Visset, 2006a et 2006b ; Dellile et Augé, 2009). Ces éléments montrent que la végétation ne s'est adaptée que progressivement au réchauffement global du Préboréal dans le bassin versant, comme suggéré par Ponel *et al.* (2007) pour le Bassin parisien septentrional, avec une extension irrégulière de *Pinus* et d'*Alnus*. Le niveau moyen de la nappe phréatique des alluvions semble avoir été assez pérenne en fond de vallée, malgré les petites variations hydriques montrées par le spectre des plantes aquatiques.

- **Boréal**

Dans l'hémisphère nord, le Boréal (10200-8600 cal BP dans la chronozonation régionale, Fig. 2.3) apparaît en continuité avec le Préboréal, tandis que l'intensité du réchauffement global s'est atténuée. En Europe, les températures furent assez douces relativement aux fortes oscillations froides ou chaudes du Préboréal (Grootes *et al.*, 1993 ; Stuiver *et al.*, 1998 ; Johnsen *et al.*, 2001), mais plus fraîches que durant les phases suivantes, les plus chaudes de l'Holocène (von Grafenstein *et al.*, 1999), tandis que le climat fut relativement humide (Vandenberghe *et al.*, 1984 ; Magny *et al.*, 2001b) notamment dans l'ouest de la France entre ~10000 cal BP (Vannière et Laggoun-Défarge, 2002) et ~9000 cal BP (Guiot *et al.*, 1993a). Des oscillations climatiques plus froides et humides existent cependant et sont bien perçues en Europe du centre-ouest (Magny *et al.*, 2001a et b) où elles sont corrélées avec des modifications de la circulation thermohaline dans l'océan Atlantique nord (Magny *et al.*, 2001a et 2007). Un regain d'humidité et d'hydrodynamique est identifié en Europe à la partie supérieure du Boréal (Starkel, 1999, in : Pastre *et al.*, 2002a ; Kalis *et al.*, 2003).

Dans le Bassin parisien, la stabilisation des environnements s'amplifie durant le Boréal (Pastre *et al.*, 2002 a et 2002b) et le réchauffement holocène semble se poursuivre au moins jusque vers ~8500 cal BP (Gandouin *et al.*, 2007) : le couvert forestier s'étend significativement (Leroyer *et al.*, 1997 ; Limondin-Lozouet, 1997, *in* : Pastre *et al.*, 2002b) avec une forte progression des taxons mésothermophiles (*Corylus*, *Quercus* et *Ulmus* notamment, premières occurrences de *Tilia*) (Sommé *et al.*, 1994 ; Leroyer *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 2002a et 2002b ; Gandouin *et al.*, 2009). Les fonds de vallées sont colonisés par une flore hydrophile grâce à une relative humidité (Leroyer *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 1997).

Dans le Bassin de la Loire moyenne, les séquences polliniques correspondant au Boréal sont généralement tronquées ou absentes. Quand elles sont identifiées, elles montrent un boisement rapide sur les plateaux, avec le développement de *Corylus* accompagné de *Quercus*, mais aussi plus discrètement de *Ulmus*, *Fagus*, *Tilia, Salix* et très ponctuellement *Carpinus*, au détriment de *Pinus* qui régresse (Carcaud *et al.*, 2000 et 2002 ; Cyprien *et al.*, 2001 et 2004 ; Cyprien, 2002 ; Garcin *et al.*, 2001 ; Visset et al, 2005). Au fond des vallées, l'aulne se développe progressivement au milieu des paludicoles (dont Cyperaceae) et des aquatiques (*ibid.*).

Dans le bassin de la Choisille, le peuplement végétal durant le Boréal, identifié sur les sites BRO, BJE et CHA, confirme la mise en place d'une dynamique forestière sur les versants et les plateaux, au détriment des prairies à Poaceae qui régressent (quasi-disparition d'*Artemisia*). *Corylus* se développe fortement, accompagné de quelques arbres mésothermophiles comme *Quercus*, *Tilia* et *Ulmus*, tandis que *Pinus* reste important dans le paysage (ZAP b Fig. 4.6 ; ZAP c Fig. 4.3 ; ZAP d Fig. 4.7). En fond de vallée, la zone humide est encore majoritairement peuplée de Cyperaceae, *Alnus* progresse et les fougères peuvent se signaler fortement (Polypodiaceae et *Pteridium*) (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004 ; Cyprien-Chouin et Visset, 2006a et 2006b). Ces données suggèrent une amplification de la stabilité des versants et des plateaux vis-à-vis de l'érosion mécanique, mais aussi de la plaine alluviale avec la progression des taxons arboréens liée au maintien probable de températures clémentes et d'une humidité relative.

6.1.5.2. Impacts bio-climatiques sur la dynamique fluviatile

Les données exposées dans les chapitres précédents montrent qu'à l'Allerød, au Dryas récent (fin du Tardiglaciaire) et jusque durant le Préboréal (Holocène), le paysage est resté occupé par une végétation steppique, mais le couvert végétal protecteur arboréen fut en constante et lente expansion, notamment avec *Pinus* ; au Préboréal et au Boréal (début Holocène), le couvert forestier progresse sensiblement, tout d'abord *Pinus* puis les arbres mésothermophiles, tandis que les prairies à graminées régressent. Dans la plaine alluviale, l'aulne progresse également. Les données bio-climatiques régionales, qui accusent des tendances moins nettes que celles du Bassin parisien septentrional, montrent un réchauffement très progressif depuis le Tardiglaciaire jusqu'au début de l'Holocène.

Les dépôts 4US riches en MO (faciès SiT et TSi dominants) se sont mis en place dans le chenal actif incisé durant la phase 3 comme vu précédemment au § 5.2.5. Ils témoignent d'une évolution vers des conditions favorables au développement de la végétation de zones humides (plantes aquatiques et palustres, dont Carex et Phragmites), du maintien d'un niveau d'eau assez constant dans les chenaux limitant la dégradation de la MO et d'écoulements peu énergiques (Bournerias, 1984 ; Moore, 1986 ; Pastre *et al.*, 1997), ce qui est en accord avec les reconstitutions régionales montrant le fort développement de la végétation de zone humide autochtone en fond de vallée. L'accumulation sédimentaire limitée aux principaux chenaux est cependant demeurée peu abondante : un comblement rapide du chenal ne s'est pas effectué. La composante détritique silteuse des faciès organiques montre bien l'existence de flux hydriques peu énergiques et à charge solide limitée ; sous une mince tranche d'eau, le piégeage des particules sédimentaires a pu être favorisé par un « effet peigne » des tissus végétaux (Simon *et al*., 2004 ; Macaire *et al.*, 2005). La composante organique des sédiments montre une origine mixte entre végétaux supérieurs, MO des sols et algale (Fig. 5.2).

Dans les parties amont et médiane des sous-bassins A et B, le fond de vallée a probablement été proche de la stabilité morphologique, avec des écoulements très faibles et l'absence de morphologie héritée de 3I. Le ruissellement en fond de vallée a pu être hypodermique (au sein des sédiments grossiers 2US) suivant les saisons.

Bien que le climat ait globalement sensiblement varié d'une chronozone à l'autre pendant cette phase, voire osciller au sein d'une même chronozone, rien n'atteste que ces variations aient pu influencer les conditions hydro-sédimentaires, ni permis le dépôt de sédiments éoliens. Ceci confirme les données palynologiques montrant des variations atténuées de la végétation, et donc du climat, dans le bassin de la Loire moyenne relativement aux autres régions de l'Europe du nord-ouest au Tardiglaciaire.

D'une manière générale, l'accroissement de l'évapotranspiration liée à l'extension progressive de la couverture arborescente à *Pinus* et *Betula* à l'Allerød, qui a persisté au Dryas récent pourrait expliquer des débits hydriques plus faibles et moins énergiques que lors de la phase 3. La hausse suggérée des précipitations de la première partie de l'Holocène a pu être largement contrebalancée par la hausse de l'évapotranspiration et la réduction du ruissellement superficiel liées à l'installation et surtout à l'expansion des taxons arboréens mésothermophiles (*Corylus*, *Quercus*, et *Alnus* notamment, plus discrètement et/ou tardivement *Juniperus*, *Salix*, *Fagus*, *Ulmus* et *Tilia*). Ces taxons ont une évapotranspiration

réelle en moyenne légèrement supérieure à celle de *Pinus* (Aussenac, 1972). De plus, des processus pédologiques biologiques ou biochimiques (Darwin, 1881 ; Duchaufour, 1983 ; Bertheulin, 1988 ; Campy et Macaire, 2003) assez rapides ont pu permettre une stabilisation et un épaississement des horizons pédologiques sur les versants depuis l'Allerød, période déjà identifié en Europe comme favorable à la pédogénèse. Cette structuration des horizons pédologiques a ainsi pu favoriser une meilleure infiltration des eaux de ruissellement avec une moindre sensibilité des sols à la battance, en plus de la protection fournie par le couvert végétal. En conséquence, la production sédimentaire solide et la connectivité des versants à la plaine alluviale furent réduites.

L'expansion du couvert végétal, importante mais progressive entre l'Allerød et le Boréal, montre bien que la réponse des indicateurs biologiques aux variations climatiques rapides n'est pas parallèle mais différée et dépend fortement des conditions antécédentes, comme suggéré par Jones *et al.* (2002). Cette colonisation par le couvert végétal a favorisé une érosion modérée sur les versants (Gray et Leiser, 1982) et une accumulation limitée de particules détritiques dans le chenal durant la phase 4. L'accroissement des apports hydriques depuis la nappe d'eau souterraine de la plaine alluviale vers les chenaux toujours assez profonds durant cette phase a pu tamponner la variation des débits hydriques d'origine climatique fluctuant épisodiquement. Ces facteurs bioclimatiques et morphologiques peuvent expliquer la relative stabilité du niveau d'eau nécessaire à la genèse de sédiments tourbeux ou organiques dans un milieu eutrophe pendant près de 5000 ans.

Au sein de cette apparente uniformité hydro-sédimentaire, plusieurs éléments mettent en évidence de légères variations dynamiques associées à des épisodes plus frais et humides ou plus chauds et secs ; ces évènements, probablement brefs (échelle intra-annuelle à inter-annuelle), n'ont cependant pas affecté sensiblement la tendance dynamique générale durant la phase 4.

- La présence d'une date OSL à 11,91 ± 1,03 ka dans les dépôts 2US indique leur remaniement entre la fin de l'Allerød et le début du Boréal lors d'un ou plusieurs épisodes de réactivation dynamique sans doute plus humides.

- L'absence de série sédimentaire complète, notamment entre l'Allerød et le Préboréal, montre de probables petits épisodes érosifs dans le chenal actif, sans tendance chronologique nette. Ces épisodes sont l'expression de la variabilité spatio-temporelle

de l'enregistrement sédimentaire en contexte fluviatile (forçage interne) (Macaire, 1990). Dans les parties amont et médiane des sous-bassins, l'absence ou la rareté des dépôts 4US illustre également cette variabilité, mais elle traduit aussi les facteurs hydro-morphologiques d'amont (pentes plus fortes, rôle des nappes phréatiques des substrats géologiques dans l'alimentation des rivières, forme héritée du chenal 3I qui concentre plus ou moins les écoulements). Dans ces tronçons, avec le développement de la végétation rivulaire et la configuration profonde et étroite des vallées, l'accumulation de troncs dans le chenal a pu favoriser localement le piégeage des sédiments détritiques et organiques ou au contraire des écoulements plus érosifs dans le chenal (Nakamura et Swanson, 1993). Cette remarque est également valable en partie aval du secteur B et dans la vallée principale, où le chenal étroit et profond était constitué de berges sablo-graveleuses d'une stabilité réduite.

- L'étude des chironomes, en lien avec celles des variations de faciès (SiT à TSi) et la palynologie (chute associée des Cyperaceae, ZAP c Fig. 4.7) au Préboréal permet de mettre en évidence des fluctuations du niveau d'eau dans le chenal actif en partie aval du bassin versant (secteur D). Ces fluctuations peuvent être représentatives de variations dynamiques sous contrôle climatique. En conséquence, les horizons de « vraies tourbes » observés dans la stratigraphie durant la phase 4 sont interprétés comme mis en place lors de bas niveau dans le chenal, avec un flux hydrique et solide très restreint. Deux épisodes de bas niveau associés au dépôt de vraie tourbes (faciès TSi) sont ainsi mis en évidence durant le Préboréal (entre 11202-10743 et 10117-9432 cal BP) et durant le Boréal (entre 10117-9432 et 9439- 9023 cal BP, avec une plus grande probabilité entre 9500 et 9400, considérant la probabilité d'âge calibré des dates ^{14}C (Fig. 6.4). Ils pourraient correspondre à un signal climatique d'épisodes plus secs, tels ceux enregistrés entre 10500 et 10200 cal BP (1) (Bohncke, 1993, Magny, 2004) et entre 10000 et 9550 cal BP (2) (Magny, 2004 ; Magny *et al.*, 2007). Enfin, avec la hausse de l'évapotranspiration liée à l'accroissement et à la modification de la couverture arborée, les épisodes plus secs du début de l'Holocène ont pu impacter plus sensiblement le bilan hydrique et ainsi la dynamique fluviale, relativement à ceux de l'Allerød et du Dryas récent.

Les modifications climatiques entre l'Allerød, le Dryas récent, le Préboréal et le Boréal n'ont pas entrainé de modifications significatives de la dynamique hydro-sédimentaire

en Choisille. La progression lente du couvert arboréen et de l'évapotranspiration associée ont pu en partie limiter le ruissellement sur les versants et la production sédimentaire solide. Ces facteurs, dans le contexte morphologique très chenalisé hérité de la phase 3I, ont ainsi permis une relative continuité des processus fluviatiles, malgré des épisodes climatiques plus ou moins secs ou humides.

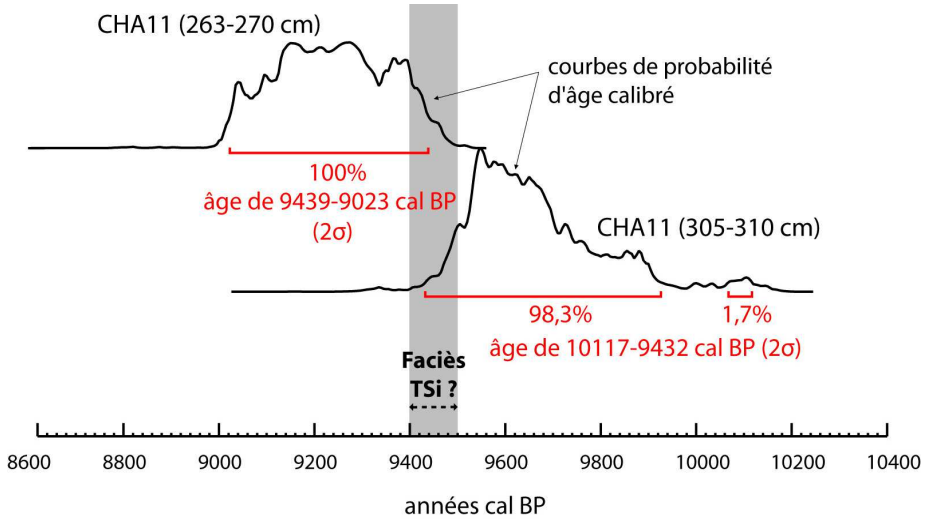


Figure 6.4 *: courbes de probabilité des âges ^{14}C calibrés (2σ) du Boréal dans le forage CHA9, et extension chronologique probable des dépôts TSi durant le Boréal*

6.1.6. Fin Boréal à début Subboréal : phase 5

6.1.6.1. Contexte bio-climatique

L'Atlantique (8600-6450 cal BP dans la chronozonation régionale, Fig. 2.3) est une période généralement considérée en Europe comme climatiquement stable avec de petites variations climatique (Kalis *et al.*, 2003). Au début de l'Atlantique, le climat fut tempéré, mais plus frais et humide (Europe du Nord-Ouest) entre ~8400 et 8000 cal BP (évènement à 8,2 ka) (Denton and Karlén, 1973 ; Alley *et al.*, 1997 ; von Grafenstein *et al.*, 1998 et 1999 ; Johnsen *et al.*, 2001 ; Magny *et al.*, 2001b et 2003 ; Alley et Ágústsdóttir, 2005) (Fig. 6.3). Après ~7800 cal BP (Davis *et al.*, 2003), le climat fut globalement plus chaud : cette période (jusqu'au maximum thermique vers ~6000 cal BP) est considérée comme l'optimum climatique de l'Holocène (Guiot, 1987), notamment dans les régions septentrionales de l'hémisphère nord (Davis *et al.*, 2003). Les températures furent légèrement plus élevées que durant l'Holocène inférieur (Préboréal, Boréal, début de l'Atlantique) et possiblement plus

élevées qu'actuellement (Kalis *et al.*, 2003). Le climat fut aussi globalement assez humide en Europe durant cette période et jusque vers ~6000 cal BP malgré des épisodes plus secs, comme dans la partie terminale de l'Atlantique vers 6500 cal BP (Starkel *et al.*, 2006 ; Magny et Ruffaldi, 1995 ; McDermott *et al.*, 1999 ; Magny *et al.*, 2001a ; Magny, 2004). En Europe du nord-ouest, un caractère climatique plus océanique est enregistré durant cette période (Brown et Keough, 1992b ; Brown, 1997).

Dans le Bassin parisien, le milieu est progressivement fermé par le couvert forestier dominé par *Quercus* associé à *Ulmus* et *Corylus*, tandis que *Tillia* apparaît et se développe fortement et qu'*Alnus* s'étend en fond de vallée accompagné de tourbes à *Hypnum* et d'herbacées hygrophytes (Leroyer *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 1997 et 2002b ; Gandouin *et al.*, 2009). Les températures étaient probablement peu différentes de celles connues actuellement (Ponel *et al.*, 2007) et des épisodes plus secs ou plus humides ont été mis en évidence (Gandouin *et al.*, 2007).

De la même façon, dans le secteur de la Loire moyenne, la dynamique forestière continue sa progression sur les plateaux et versants, avec *Corylus* et *Quercus* dominants, accompagnés de *Tillia* et plus discrètement de *Salix*, *Ulmus* et *Fagus* (Carcaud *et al.*, 2000 et 2002 ; Cyprien *et al.*, 2001 et 2004 ; Cyprien, 2002 ; Garcin *et al.*, 2001 ; Visset *et al*, 2005). En fond de vallée, *Alnus* progresse fortement et est accompagné de Cyperaceae (*ibid.*).

Les séquences de l'Atlantique identifiées dans le secteur aval du bassin de la Choisille (BJE, CHA et RIA) confirment une dominance de la forêt sur les versants et les plateaux, au détriment des prairies, avec *Corylus* majoritaire, une progression de *Quercus*, mais aussi d'*Ulmus*, de *Tillia* et une forte régression de *Pinus* (ZAP a Fig. 4.8 ; ZAP c Fig. 4.6 ; ZAP g et ZAP i Fig. 4.7). Au sein de l'Atlantique peu de changements sont observés dans le spectre de la végétation herbacée : les prairies à Poaceae peuvent se maintenir à BJE (ZAP c Fig. 4.6), progresser à CHA (ZAP i Fig. 4.7) voire régresser en fin de zone à RIA (ZAP a Fig. 4.8). En fond de vallée, *Alnus* domine tandis que les sous-bois à Cyperaceae persistent (Cyprien-Chouin et Visset, 2006a, 2006b ; Cyprien et Visset, 2007). Ces indices sont compatibles avec l'existence d'un climat globalement clément et humide durant l'Atlantique, tandis que l'évènement à 8,2 ka n'a pas été spécifiquement enregistré par la végétation.

6.1.6.2. Impacts bio-climatiques sur la dynamique fluviatile

La phase 5US/5I couvre la fin du Boréal, l'Atlantique et le début du Subboréal (au moins de 9276-8367 cal BP à 7713-6319 cal BP) (Fig. 5.9). Comme vu précédemment au § 5.2.6, cette phase est marquée par une aggradation fluviatile (5US) dans les secteurs C et D sur la Grande Choisille, et une incision modérée (5I) proche de la stabilité morphologique dans les sous-bassins A et B, où les sédiments 5SU manquent totalement.

L'apparition du stockage dans les secteurs C et D indique un nouveau type de fonctionnement du système fluviatile avec (1) comblement complet des chenaux hérités de la phase 4 puis (2) accrétion sédimentaire dans une plaine inondable de plus en plus fonctionnelle et favorable à la rétention des particules. Au cours du stade (2) le chenal, peu profond, a pu migrer et des paléochenaux fonctionnels (comme à RIA) ont pu s'établir dans la plaine alluviale. Le changement de style fluviatile entre (1) et (2) apparait donc en partie lié à une évolution autogénique de la rivière probablement favorisé par une modification du climat (voir ci-après).

Dans les secteurs C et D, le stockage sédimentaire 5SU qui a affecté toute la largeur de la vallée pourrait traduire une augmentation de la production sédimentaire par les versants, ce qui est cependant peu probable en raison de la progression continuelle du couvert forestier à taxons mésothermophiles, déjà bien implanté depuis le Boréal. De fait, la production sédimentaire en partie issue du substrat crétacé (*cf.* § 5.2.6) n'a pu se développer que par une érosion mécanique en fond de talweg dans la vallée principale ou dans les vallons affluents. En effet, si des ravines avaient été formées sous la couverture forestière des plateaux en conséquence de premiers défrichement anthropiques comme expliqué par Vanwalleghem *et al.* (2003), elles auraient principalement affecté la couverture lœssique, comme lors des phases ultérieures 7 et 8, mais n'auraient pas atteint le substrat crétacé. Cette érosion dans les talwegs en partie amont (secteurs A et B) et le stockage dans la vallée principale (secteurs C et D) a pu être favorisée par les pentes du linéaire fluviatile, plus fortes dans les sous-bassins (9 ‰ et 5 ‰ en moyenne dans les secteurs A et B) que sur la Grande Choisille (3 ‰ en moyenne entre les secteurs C et D).

La dualité érosion dans les sous-bassins et sédimentation dans la vallée principale de la Choisille traduit des débits hydriques plus abondants et irréguliers malgré le développement du couvert forestier, et donc un climat nettement plus humide durant l'Atlantique. En effet, à la différence du Boréal, la hausse des précipitations n'a pu être significativement

contrebalancée par l'évapotranspiration d'un couvert arboréen pourtant encore en légère progression et des températures globalement plus élevées. Cette dynamique plus énergique est également bien montrée par les remaniements de 2US datés de l'Atlantique. Ceci montre que le facteur bio-climatique global a eu également un impact important dans le changement d'activité et de style fluviatile, en combinaison avec l'évolution autogénique. L'évènement plus froid à 8,2 ka (Fig. 6.3), probablement humide en Touraine, n'est pas reconnu dans le spectre de la végétation et ne semble pas avoir eu d'impact particulier sur le développement du système fluviatile : il ne semble pas enregistré dans les dépôts de la phase 5US.

De manière générale, les niveaux datés de l'Atlantique et dépourvus de contenu pollinique sont riches en micro-charbons (*cf.* § 4.1.5) pouvant résulter (1) des pratiques d'abattis-brûlis et/ou de feux domestiques néolithiques, ou (2) d'incendies naturels dans le contexte très boisé de l'Atlantique. Ces micro-charbons, à la différence de ce qui est observé dans les couches détritiques du Boréal, pourraient constituer un premier signal d'anthropisation dans le bassin (1). La pression anthropique ne fut cependant pas suffisante pour être enregistrée dans les spectres de la végétation (*cf.* § 4.1) et avoir modifié la tendance dynamique naturelle de la rivière. Les feux naturels (2), relativement à leur importance, ont également pu impacter la dynamique fluviatile et favoriser l'accrétion sédimentaire en favorisant l'érosion des versants sur les surfaces brûlés (Legleiter *et al*., 2003).

Durant la fin du Boréal, l'Atlantique et le début du Subboréal, l'augmentation du ruissellement liée à celle des précipitations n'a pu être qu'en partie réduite par un couvert forestier de plus en plus protecteur. L'érosion s'est alors propagée dans le substrat au niveau des talwegs des sous-bassins, tandis que dans la vallée principale l'accumulation détritique fut favorisée par la modification de la morphologie héritée de la phase 4 (évolution autogénique).

6.1.7. Subboréal à début Subatlantique : phase 6

6.1.7.1. Contexte bio-climatique

Le Subboréal est situé entre 6450 et 3900 cal BP dans la chronozonation régionale (Fig. 2.3 et 6.5). Il correspond au Néolithique moyen et final et au début de l'Âge du Bronze. Au début du Subboréal, le climat fut globalement proche de celui de l'Atlantique supérieur, avec le maximum thermique de l'optimum climatique atteint vers ~6000 cal BP (Guiot, 1987 ;

Davis *et al.*, 2003), tandis qu'une période plus sèche est identifiée vers ~6500 cal BP (Starkel *et al.*, 2006 ; Magny et Ruffaldi, 1995 ; McDermott *et al.*, 1999 ; Magny *et al.*, 2001a ; Magny, 2004). Après 6000 cal BP, les températures furent globalement plus fraîches (Steig, 1999) : les températures d'hiver en Europe de l'Ouest se sont stabilisées malgré des fluctuations, tandis que les températures d'été tendaient à baisser légèrement (Davis *et al.*, 2003), à la différence des régions plus septentrionales (Fig. 6.5). Le régime des précipitations a pu fortement fluctuer durant cette période relativement à l'Atlantique, avec des périodes humides (comme vers 5500-5300 cal BP ; Magny, 2004 ; Magny et Haas, 2004) mais surtout des phases sèches bien représentées (Magny, 2004). A la fin du Subboréal, vers ~4500 à 4000 cal BP, le climat est devenu plus humide et frais (Beyens, 1985 ; Barber *et al.*, 1994 ; Macklin, 1999 ; Johnsen *et al.*, 2001) et cette tendance s'est poursuivie durant la première partie du Subatlantique.

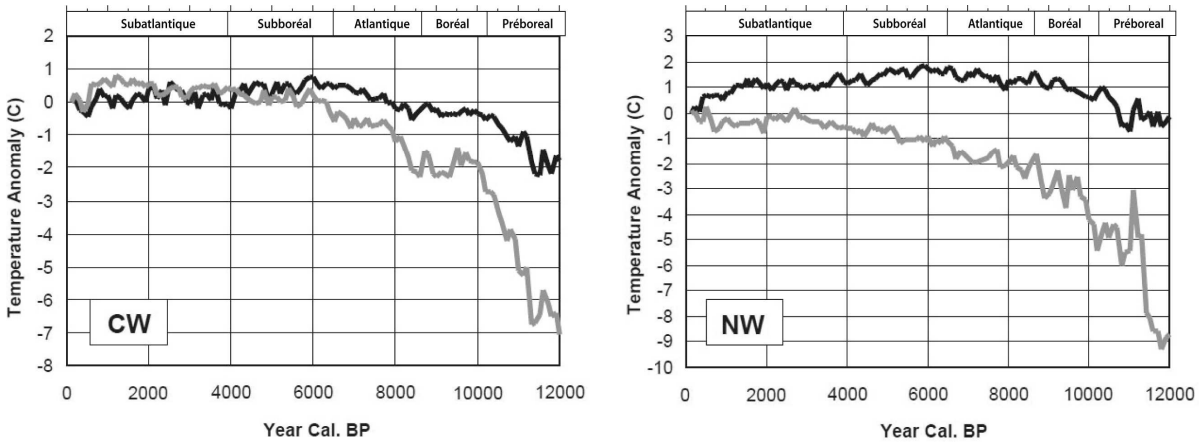


***Figure 6.5** : reconstitution des anomalies de températures moyennes estivales (en noir) et hivernales (en gris) pour l'Europe du centre-ouest (CW) et du nord-ouest (NW) au cours de l'Holocène (modifié d'après Davis et al., 2003, avec les chronozones régionales suggérées par Visset et al., 2005)*

Dans le Bassin parisien, au début du Subboréal, durant le maximum de l'optimum climatique jusque vers ~6000 cal BP, les températures estimées ont aussi été les plus chaudes de l'Holocène (Ponel *et al.*, 2007). Après 6000 cal BP et en accord avec Davis *et al.* (2003), les températures estivales ont pu légèrement baisser (Gandouin *et al.*, 2007). Des épisodes plus humides, comme celui vers 5600 - 5300 cal BP (Magny *et al.*, 2006) ont été identifiés (Pastre *et al.*, 2002b). L'aulnaie est largement dominante en fond de vallée tandis que sur les

versants et plateaux le paysage est très largement dominé par la forêt lorsque l'impact anthropique est absent (Leroyer *et al.*, 1997).

En Loire moyenne durant le Subboréal, bien que l'impact anthropique (déforestations et cultures) ait été localement constaté au Néolithique moyen à final (Visset *et al.*, 2005 ; Macaire *et al.*, 2006), le développement du couvert forestier est maximal relativement à l'ensemble des périodes considérées. La chênaie-corylaie-tillaie et l'aulnaie qui explose en fond de vallée dominent largement (Carcaud *et al.*, 2000 et 2002 ; Cyprien *et al.*, 2001 et 2004 ; Cyprien, 2002 ; Visset *et al*, 2005).

La végétation du Subboréal n'a pu être étudiée dans le bassin de la Choisille que dans le paléochenal de RIA (ZAP b Fig.4.8). Durant cette chronozone des changements dans les peuplements végétaux s'opèrent en partie aval du bassin versant. Sur les versants et plateaux, très fortement boisés, *Quercus* devient majoritaire, accompagné de *Corylus*, mais aussi de *Tillia* et de *Fraxinus* (Cyprien et Visset, 2007). *Alnus* envahit totalement la plaine alluviale, accompagné d'un sous-bois de Cyperaceae, traduisant la persistance voire l'augmentation de l'humidité (*ibid.*). Un grain de pollen de *Cerealia* a été observé mais aucun autre signe d'anthropisation n'est décelé.

6.1.7.2. Impacts bio-climatiques sur la dynamique fluviatile

Comme vu précédemment au § 5.2.7, la phase 6I/US correspondant au Subboréal et au début du Subatlantique (après 7713-6319 cal BP et avant 3549-3341 cal BP) est marquée par l'incision dans tous les secteurs étudiés (6I) et seulement par une accumulation tourbeuse très locale (6US) dans le paléochenal de RIA. L'incision fut probablement modérée et proche de la stabilité morphologique dans les sous-bassins A et B et relativement plus intense dans la vallée principale. La phase 6 peut apparaitre du point de vue dynamique en continuité avec la phase 5, avec une érosion en augmentation d'intensité progressive de l'amont vers l'aval. Ces deux phases sont cependant distinctes par leur expression morpho-sédimentaire. La végétation formant une couverture arborée maximale sur les versants et en fond de vallée, et les modifications climatiques peuvent expliquer l'évolution dynamique qui s'effectue dans la Choisille au Subboréal relativement à l'Atlantique.

Le tarissement de la sédimentation et la progression de l'incision vers l'aval en C et D peuvent traduire soit (a) une décroissance de la production sédimentaire dans les sous-bassins soit (b) un accroissement de la capacité d'évacuation de la charge solide dans la vallée

principale, soit les deux à la fois. Le paysage très fermé avec un couvert végétal forestier très protecteur va plutôt dans le sens de l'hypothèse (a), tandis que l'hypothèse (b) suggère une hausse moyenne des précipitations au cours du Subboréal, ce qui n'est pas clairement le cas puisque cette période est caractérisée par une variabilité du régime des précipitations et que la phase 6 a débuté au cours des décennies qui suivirent l'épisode plus sec vers 6500 cal BP. Il est possible que l'impact du rôle protecteur et fixateur du couvert arboréen, sur les versants et en fond de vallée, ait pu être accentué par une plus grande variabilité du régime des précipitations. En association avec une évapotranspiration potentielle maximale à cette époque, ceci a pu contribuer à une plus grande variabilité du ruissellement et de l'érosion mécanique sur les versants, mais aussi impacter la fréquence et l'intensité des crues conditionnant l'accrétion dans la plaine alluviale (Nicholas *et al*., 1995 ; Knox, 2006). Ces conditions ont aussi permis le maintient d'un niveau d'eau relativement haut dans le paléochenal RIA, tout en assurant une énergie hydrique suffisante dans le chenal principal pour le déstockage sédimentaire et l'incision verticale et latérale de la plaine alluviale.

Ces conditions hydro-sédimentaires sont donc en accord avec une forte protection de la surface du sol par le couvert forestier qui présente un développement maximal à cette époque. Le rôle fixateur de la végétation riparienne (Thorne, 1990) avec, à la différence de l'Atlantique, la conquête du fond de vallée par l'aulnaie, a pu favoriser l'incision verticale du chenal comme suggéré par Brown (1990). Secondairement, l'aulnaie a probablement modifié en partie le bilan hydrique dans la plaine alluviale, en favorisant une baisse du niveau moyen de la nappe des alluvions par une évapotranspiration accrue (Macaire *et al.*, 2006).

Par effet rétroactif, l'augmentation de la profondeur du chenal a favorisé la canalisation des flux hydro-sédimentaires, leur exportation et l'abandon des chenaux secondaires, au détriment de la fréquence des débordements favorable au stockage, notamment dans les secteurs C et D. Ainsi, l'accrétion sur toute la largeur de la plaine alluviale a disparu, même lors d'épisodes nettement humides (comme vers 5500-5300 cal BP) ; il est d'ailleurs plus probable que ce soit lors de ces périodes que l'incision se soit principalement développée. L'évolution du système fluviatile durant la phase 6 montre que les variations climatiques modérées observées entre l'Atlantique et le Subboréal ont induit un changement assez significatif de la dynamique fluviatile, en comparaison avec d'autres phases identifiées (2US, 4US) durant lesquelles de forts contrastes climatiques n'ont pas significativement eu d'impacts morpho-sédimentaires. Ceci confirme que l'évolution de la

plaine alluviale est en partie autogénique et dépendante de facteurs morphologiques hérités des phases antérieures.

L'incision du chenal dans la basse vallée de la Choisille, avec abandon du ou des chenaux secondaires durant la phase 6, pourrait également suggérer l'impact d'une baisse du niveau de base de la Loire. Ce niveau de base est conditionné par des facteurs hydrogéologiques (1) et sédimentaires (2) hérités des tronçons supérieur et moyen du fleuve. L'impact du facteur eustatique est impossible car les fluctuations du niveau marin à l'Holocène supérieur ont été faibles (Fairbanks, 1989) et la région est éloignée de l'océan (~200 km). Ainsi, les flux hydriques (1) de la Loire moyenne sont conditionnés par les précipitations dans les bassins versants affluents d'amont et par les nappes phréatiques des formations géologiques recoupées par la Loire (nappe du calcaire de Beauce par exemple), tandis que les flux sédimentaires (2) sont conditionnés par les apports depuis les bassins affluents. Les mécanismes déterminant l'influence réciproque du niveau de base de la Loire sur celui des affluents (comme la Choisille) ne sont pas clairs, et une question se pose : dans quelle mesure les facteurs hydro-sédimentaires prédominants dans les bassins versants affluents conditionnent-ils le niveau de base de la Loire moyenne ou, réciproquement, dans quelle mesure le niveau de base de la Loire moyenne conditionne-t-il celui de ses affluents ? Dans le cas de la phase 6, la variabilité du régime des précipitations dans les sous-bassins affluents a pu favoriser une instabilité hydrologique épisodique du niveau de base de la Loire, avec par exemple son abaissement, et de manière rétroactive renforcer l'incision des rivières affluentes. Néanmoins, les matériaux déstockés dans les plaines alluviales des affluents en cours d'incision ont pu également être une source importante de sédiment, contrebalançant l'impact bio-climatique seul sur le fonctionnement dynamique du fleuve.

La variabilité du régime des précipitations, associée à un couvert forestier d'extension maximal sur les versants et à la stabilisation de la plaine alluviale par l'aulne, ont favorisé la transition vers une dynamique d'incision, dans toutes les vallées du bassin de la Choisille, au cours du Subboréal et jusqu'au début du Subatlantique. Durant des épisodes plus humides, dans les paléochenaux déconnectés par l'incision du chenal principal en aval du bassin, une sédimentation organique s'est développée.

6.2. Evolution de la plaine alluviale en contexte anthropisé : impact des humains et des variations climatiques depuis le Subatlantique

6.2.1. Périodes antérieures au Subatlantique (antérieures au Néolithique moyen à final)

Dès le Néolithique ancien à moyen, l'impact anthropique sur l'occupation du sol est perceptible dans les enregistrements polliniques du Bassin parisien septentrional, avec des déboisements associés à l'apparition de taxons anthropiques (Reckinger et Munaut, 1995, dans : Antoine, 1997a ; Leroyer *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 1997, 2002a, 2002b et 2005 ; Orth *et al.*, 2004 ; Gandouin *et al.*, 2009). Depuis l'importation probable de l'agriculture par les sociétés proche-orientales (Haak *et al.*, 2010), les cultivateurs néolithiques ont pu localement défricher les terrains par essartage (abattis suivi d'un brûlis sans dessouchage) dans un système de culture sur abattis-brûlis (Mazoyer et Roudart, 1997).

Les prémices d'une agriculture pré-domestique sont observés dès ~8000 cal BP en Touraine (*Cerealia*) et en Loire moyenne et supérieure (*Fagopyrum* et *Juglans*) (Carcaud *et al.*, 2000 ; Visset *et al.*, 2002, 2004 et 2005 ; Cyprien *et al.*, 2004), cependant les pratiques agraires ne semblent pas avoir modifié significativement le couvert forestier, et donc le ruissellement et l'érosion sur les versants (*i.e.* Macklin et Lewin, 2003), avant la transition Néolithique moyen à final (Subboréal) (Macaire *et al.*, 2006).

Dans le bassin de la Choisille, une occurrence de pollens de *Cerealia* durant le Néolithique moyen probable (Subboréal) a été identifiée dans la zone aval (RIA), mais aucun défrichement associé ou autre indice cultural n'a été constaté. L'impact anthropique sur la végétation et l'érosion durant le Néolithique moyen à final n'est donc pas perceptible dans le bassin de la Choisille. L'occupation humaine, attestée au Néolithique (*cf.* § 4.3.3), et sa pression, ont pu être croissantes dans le temps et variables dans l'espace, en lien avec des évolutions démographiques et/ou socio-industrielles et les potentialités naturelles. Le climat, seul facteur forçant considéré jusque là, parait avoir été encore le principal facteur de l'évolution de la plaine alluviale durant le Néolithique.

6.2.2. Première partie du Subatlantique (Âge du Bronze / fin du Haut Moyen-Âge à début du Moyen-Âge central) : phase 7

Le Subatlantique commence à 3900 cal BP dans la chronozonation régionale, et couvre les périodes archéologiques allant de l'Âge du Bronze jusqu'à l'actuel. La phase 7, en particulier, s'est développée entre la fin de l'Âge du Bronze ancien et la transition Haut Moyen-Âge à Moyen-Âge central (vers 950 cal BP / 1000 cal AD).

6.2.2.1. Contexte climatique

Dès la partie terminale du Subboréal et dans la première partie du Subatlantique (transition Néolithique – Âge du Bronze, vers 4500 cal BP), le climat est devenu plus frais et humide (Beyens, 1985 ; Barber *et al.*, 1994 ; Johnsen *et al.*, 2001 ; Magny *et al.*, 2006). Cette tendance s'est légèrement accentuée après 2700 cal BP (transition Âge du Bronze - Âge du Fer) (Dupont et Brenninkmeijer, 1984 ; van Geel *et al.*, 1996 et 1998 ; Gandouin *et al.*, 2009). D'après Bianchi et McCave (1999) une légère amélioration climatique s'est effectuée vers 2000 cal BP (époque gallo-romaine) jusque vers 1500 cal BP (transition époque gallo-romaine - Haut Moyen-Âge) où s'est amorcée une légère dégradation climatique. À la fin de la phase 7, dès 1050 cal BP (900 cal AD), un petit réchauffement est apparu durant l'optimum climatique médiéval (*cf.* § 6.2.3.1)

6.2.2.2. Evolution de l'impact anthropique sur la végétation

Dans le Bassin parisien, l'impact anthropique sur la végétation apparaît variable suivant les secteurs géographiques considérés et se traduit par une ouverture des milieux et une apparition de taxons liés aux activités agro-pastorales : dès le Néolithique moyen à final (phase 6) (*cf.* § 6.2.1), de manière plus marquée à l'Âge du Bronze final et durant la Tène (phase 7), puis avec une relative continuité pendant la période gallo-romaine (phase 7) et au Moyen-Âge (phase 8), sans déprise agraire à grande échelle au cours de l'une de ces périodes en particulier (Pastre *et al.*, 1997, 2002a, 2002b et 2005).

En Loire Moyenne et supérieure, bien que des indices d'activités agraires non-impactantes puis impactantes aient été identifiés au Mésolithique et au Néolithique (Carcaud *et al.*, 2000 ; Visset *et al.*, 2002, 2004 et 2005 ; Macaire *et al.*, 2006), la réduction drastique du couvert forestier et l'apparition systématique de taxons anthropiques se sont effectuées de manière générale à l'Âge de Bronze (Carcaud *et al.*, 2000 ; Ouguerram et Visset, 2001 ;

Visset *et al.*, 2002 et 2005 ; Garcin *et al.*, 2001 ; Cyprien *et al.*, 2004) ; l'ouverture du milieu a été maximale à la période gallo-romaine (Garcin *et al.*, 2001 ; Cyprien *et al.*, 2004 ; Visset *et al.*, 2005) et durant le Haut-Moyen-Âge (Carcaud *et al.*, 2000 ; Visset *et al.*, 2005).

Le développement de la métallurgie a certainement favorisé les déboisements ; il a également permis l'évolution des outils et pratiques agraires, avec mise en place de systèmes à jachère et culture attelée légère (à l'araire) (Mazoyer et Roudart, 1997). Au cours du Moyen-Âge, le développement des systèmes à jachère et culture attelée lourde, permettant un labour plus profond, marque une « révolution agricole » (*ibid.*).

Dans le bassin de la Choisille, l'impact anthropique sur la végétation est apparu aussi brutalement d'après les données palynologiques, dès la fin de l'Âge du Bronze ancien, puis s'est développé durant toute la phase 7. Ces données paléoenvironnementales coïncident avec les données archéologiques qui montrent que la mise en valeur agraire du territoire a été effectuée à l'Âge du Bronze (*cf.* § 4.3.3), et a pu se renforcer dans certains secteurs à la période gallo-romaine (*cf.* § 4.3.4) (Fig. 4.12 et 4.13).

- **Fin de l'Âge du Bronze ancien à Âge du Bronze final (~3700-2700 cal BP / 1750-750 cal BC)**

Les spectres de la végétation durant la fin de l'Âge du Bronze ancien et l'Âge du Bronze final ont été observés dans le bassin de la Choisille sur les sites BRO, CHA et RIA (ZAP a Fig. 4.5 ; ZAP c Fig. 4.8 ; ZAP d Fig. 4.3 ; ZAP k Fig. 4.7). Ils montrent de grands changements par rapport à la palynozone subboréale précédente. Sur les versants et plateaux, le milieu fut relativement très déboisé, avec la présence de *Corylus* et de *Quercus* accompagnés d'*Ulmus*, de *Tillia* et l'arrivée de *Fagus* (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004 ; Cyprien-Chouin et Visset, 2006b et 2007). Cette réduction marquée du couvert boisé montre que durant l'Âge du Bronze des coupes anthropiques importantes ont été réalisées. Les prairies à graminées étaient bien développées et associées aux rudérales, signe d'une activité d'élevage : Cichorioideae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Lamiaceae, Asteraceae ligulées et tubulées, *Plantago* et *Rumex*. Des cultures sont développées comme le montre la présence de grains de pollen de *Cerealia*, de *Fagopyrum* et de *Cannabis-Humulus*. Dans la zone humide en fond de vallée, l'aulnaie reste importante, avec un sous-bois de cypéracées. Des plantes aquatiques (*Callitriche*) et d'autres paludicoles (*Sparganium* et *Typha*) se sont développées, montrant l'accroissement de l'humidité dans des zones inondées de plus en plus fréquemment.

- **Âge du Fer (2700-2000 cal BP / 750-50 cal BC)**

La végétation durant l'Âge du Fer est clairement identifiée dans le bassin de la Choisille sur les sites BRO, CHA et RIA (ZAP b Fig. 4.4 et 4.5 ; ZAP c Fig. 4.4 et 4.8 ; ZAP k Fig. 4.7) (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004 ; Cyprien-Chouin et Visset, 2006b et 2007). Sur les versants et plateaux, le couvert forestier de la chênaie-corylaie, accompagné de quelques *Betula* et *Fagus* s'est maintenu durant l'Âge du Fer en continuité de l'Âge du Bronze, tandis que les prairies à Poaceae dominaient, accompagnées du cortège des rudérales (Cichorioideae, Asteraceae ligulées et tubulées, Ranunculaceae, Lamiaceae, Chenopodiaceae, *Plantago* et *Rumex*), montrant l'importance des activités humaines durant cette période, notamment de l'élevage. Les cultures étaient présentes : *Cerealia*, *Fagopyrum* et *Cannabis-Humulus*. Durant l'Hallstatt, la plaine alluviale était couverte d'aulnaies à sous-bois de cypéracées, avec la présence de *Filipendula* mais aussi *Callitriche* qui montre la présence de plans d'eau assez stagnant et peu profonds. Durant la Tène, la chute brutale de la courbe des aulnes correspond certainement à des coupes anthropiques, effectuées afin de libérer des espaces pour des prairies d'élevage (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004), car cette régression ne peut-être attribuée à une modification du climat ou de l'hydrologie locale. L'aulnaie connaît un regain à la fin de la Tène (après 2335-2014 cal BP), puis chute de nouveau avant la période gallo-romaine ou le Moyen-Âge (avant 1349-1179 cal BP) selon les sites.

- **Epoque Gallo-romaine (2000-1450 cal BP / 50 cal BC – 500 cal AD)**

Dans le bassin de la Choisille, l'époque gallo-romaine a été identifiée dans les spectres de la végétation sur les sites BRO, BJE et RIA (ZAP c Fig. 4.5 ; ZAP d Fig. 4.3, 4.6 et 4.8) (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004 ; Cyprien-Chouin et Visset, 2006a et 2007). Le milieu est resté très ouvert et les boisements étaient principalement constitués de *Quercus* et de *Corylus*, avec quelques bouleaux et hêtres. Les activités pastorales semblent avoir été importantes comme le montrent les prairies à Poaceae associées au cortège des Cichorioideae, Asteraceae tubulées, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Lamiaceae, *Plantago, Artemisia* et *Alchemilla*. Localement, les Poaceae peuvent régresser (BRO). Les cultures de *Cerealia* et de *Cannabis-Humulus* (avec activité probable de rouissage dans le secteur C) ont perduré, tandis que celles de *Secale*, *Juglans*, *Vitis* et *Buxus* apparaissaient. Dans le fond de vallée, les cypéracées dominaient, accompagnées de *Callitriche* dans les lieux inondés peu profonds, tandis que l'aulnaie était restreinte. Depuis cette période et jusqu'à l'actuel, peu de grands changements apparaissent dans la végétation.

- **Haut Moyen-Âge à Moyen-Âge central (1450-950 cal BP / 500-1000 cal AD)**

La végétation du Haut Moyen-Âge au Moyen Âge central a été mise en évidence dans le bassin de la Choisille sur les sites NAU et BRO (ZAP a et b Fig. 4.1 ; base ZAP d Fig. 4.4 et 4.5 ; base ZAP e Fig. 4.3) (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004 ; Joly et Visset, 2007). Le milieu est resté très ouvert et le système forestier était représenté par *Quercus* et *Corylus* associés à *Carpinus*, *Fagus*, *Tillia*, *Ulmus* et *Acer*. Les activités d'élevage étaient importantes et sont montrées par les prairies à Poaceae accompagnées du cortège des rudérales (Cichorioideae, Asteraceae et *Plantago*). Les cultures pouvaient aussi être importantes localement, comme à proximité du site NAU où la courbe de *Cerealia* progresse lentement jusque vers 1261-1002 cal BP et se maintient jusqu'au Moyen-Âge central. Les cultures de *Fagopyrum*, *Secale*, *Juglans*, *Castanea* (élément associé aux haies de bocage) et de *Cannabis-Humulus* sont observées. Dans le fond de vallée, la végétation à Cyperaceae dominait, tandis que l'aulnaie était restreinte.

6.2.2.3. Impacts anthropiques et climatiques sur la dynamique fluviatile

Ces données montrent qu'un déboisement intense a été effectué sur les versants durant l'Âge du Bronze ancien, en association avec la mise en place d'activités agro-pastorales dans les zones défrichées. Ce déboisement s'est poursuivi durant le second Âge du Fer (Tène) en fond de vallée, avec la coupe drastique de l'aulnaie. Au cours de l'époque gallo-romaine, pendant laquelle l'exploitation agraire semble s'être renforcée (*cf.* § 4.3.4), et durant le Haut Moyen-Âge, le milieu est resté très ouvert sans changements fondamentaux dans la végétation ni déprise agricole générale marquée. Par exemple, au Haut Moyen-Âge autour du site des Naudières (NAU, secteur A), bien que les résultats des prospections spatiales montrent un déclin local de la mise en valeur agraire (Fig. 4.13), les données palynologiques soulignent au contraire une forte anthropisation du milieu, avec, entre la fin du Haut Moyen-Âge et le début du Moyen-Âge central, un pic de céréaliculture (Fig. 4.1 et 4.2) nécessairement proche du site (Heim, 1970).

Durant cette période, et plus probablement après 2036-1826 cal BP (RIA3, Fig. 3.27), des pollutions anthropiques (titanomagnétite allochtone au bassin de la Choisille) ont été mises en évidence dans le secteur D par l'étude des particules magnétiques extraites (*cf.* § 3.3.3.2 et § 3.3.5) ; elles pourraient être liées à des activités de métallurgie. Dans ce sens, des ferriers à scories résultant d'une réduction du minerai en bas fourneau (technique utilisée de l'Antiquité au Moyen-Âge) ont été mis en évidence par Ferdière *et al*. (2007) et Poirier

(2008) (*cf*. § 4.3.4). Ceci montre qu'à partir de l'Antiquité, la pression anthropique fut aussi « industrielle » dans le bassin de la Choisille, par exemple au travers de l'activité métallurgique : cette pratique a pu entrainer des déboisements et favoriser l'érosion des sols, car elle est coûteuse en bois, qui est probablement le paramètre le plus important pour l'implantation d'un site de réduction (Sarrestre, 2008). L'approvisionnement en minerai de fer a pu se faire à un niveau régional ou plus local, car de nombreux gisements de fer ayant été exploités sont connus en Touraine (Cordier, 1983).

Comme vu précédemment dans le § 5.2.8, la phase 7 correspond au dépôt de l'unité 7US pouvant atteindre plus de 2 m d'épaisseur et couvrant toute la largeur des plaines inondables pendant la première partie du Subatlantique (dès ~3700 cal BP jusque vers 950 cal BP). La grande abondance de la fraction silteuse dans les secteurs C et D montre que les sédiments fluviatiles proviennent essentiellement de l'érosion mécanique des formations éoliennes de plateaux, riches en fractions granulométriques silteuse mais aussi sableuse, comme cela a été montré ailleurs dans le bassin de la Loire moyenne (Bellemlih, 1999 : Macaire *et al.*, 2002).

Le déclenchement du stockage sédimentaire au début du Subatlantique, issu de la forte augmentation de la production sédimentaire silteuse, est lié à la déforestation des plateaux pour l'agriculture (Bennett et Lowdermilk, 1938 ; Eisma, 1993 ; Nicholas *et al*., 1995 ; Brown, 1997 ; Bichet *et al*., 1999 et 2002 ; Knox, 2001 ; Hudson-Edwards, 2007), bien marquée à partir de l'Âge du Bronze ancien. Le développement des pratiques agricoles a probablement favorisé la dégradation et l'érosion des horizons pédologiques superficiels des sols alors matures : la scarification du sol par l'arairage, bien que superficielle mais répétée sur une longue période eut probablement un impact érosif plus important relativement aux pratiques d'abattis-brûlis néolithiques qui furent apparemment peu impactantes en Choisille. Les pratiques d'élevage sur les versants, notamment le tassement des sols et le broutage répété par le bétail, ont pu favoriser le ruissellement et la production sédimentaire (Heathwaite *et al.*, 1990 ; Trimble et Mendel, 1995). Les coulées boueuses et les dépôts de pente, notamment dans les sous-bassins aux vallées plus étroites et pentues, confirment bien la déstabilisation de la surface des versants défrichés (Lang, 2003 ; Bell et Walker, 2005).

L'augmentation de l'humidité depuis la partie terminale du Subboréal, en favorisant le couvert forestier protecteur, aurait dû accentuer l'incision en fond de vallée, prolongeant la dynamique de la phase 6 ; cependant, la production sédimentaire issue de l'impact

anthropique fut trop élevée pour la capacité d'exportation du système fluviatile qui a alors évolué vers une dynamique d'accrétion intense avec le comblement détritique initial assez rapide (**7USa**) du chenal profond hérité de 6I. Durant cette période, le système fluviatile fut probablement fortement déstabilisé par la modification des apports sédimentaires depuis les versants (Schumm, 1977 ; Nicholas *et al*., 1995 ; Pastre *et al.*, 2003b ; Madej *et al*., 2009), se traduisant par un changement dans les modalités de chenalisation et d'accrétion (Madej *et al*., 2009). La hausse des précipitations a pu accentuer les processus érosifs initiés par l'anthropisation sur les versants (Brown, 1997 ; Mäckel *et al.*, 2003 ; Vannière *et al.*, 2003), mais aussi favoriser une remontée des plans d'eau dans la plaine alluviale, dans un contexte déboisé et d'évapotranspiration réduite.

Les faciès riches en MO (7USb), également observés ailleurs localement dans le bassin ligérien à cette période (Visset *et al.*, 1999 ; Cyprien *et al.*, 2001 ; Macaire *et al.*, 2006), ou en France peuvent partiellement traduire cette remontée des plans d'eau pouvant être liée à l'augmentation des précipitations observée dès 4500-4000 cal BP (Âge du Bronze ancien) et s'accentuant vers 2700 cal BP (Âge du Fer). Dans le bassin de la Choisille, ces dépressions humides peuvent également résulter partiellement d'une évolution autogène du bassin, avec une émersion plus fréquente de la nappe phréatique liée à la diminution de l'incision du chenal dans un système morphologique en cours d'exhaussement. Enfin, la déforestation, et la coupe des aulnaies en fond de vallée, bien visible durant la Tène, en réduisant l'évapotranspiration et en favorisant le ruissellement, a pu aussi avoir accentué la montée des plans d'eau en fond de vallée (Smith et Charman, 1988 ; Chapman et Rose, 1991 ; Visset *et al.*, 1999 ; Macaire *et al.*, 2006).

A l'époque gallo-romaine et jusque durant le Haut Moyen-Âge, l'augmentation des faciès plus détritiques au détriment des faciès plus organiques dans le secteur D (7USc) peut partiellement traduire une baisse des précipitations, mais surtout une hausse de la production sédimentaire d'origine anthropique sur les versants. Durant cette période moins humide, le stockage partiel des sédiments sous forme de colluvions a pu être favorisé sur les versants (Lang, 2003), notamment par les aménagements anthropiques (haies et chemins en limite de parcelles par exemple) qui ont pu modifier la connectivité des versants à la plaine alluviale (Houben, 2008), bien que la forte accrétion dans la plaine alluviale ne permette pas d'estimer leur impact.

Dans le bassin de la Choisille pendant la phase 7, le diachronisme du début de la sédimentation selon les secteurs montre l'impact variable de la déforestation : dans le secteur B, la sédimentation est apparue plus tôt (Néolithique final ? – Âge du Bronze ancien) qu'en A (Âge du Bronze moyen). De plus, la rapidité de la propagation de l'accumulation vers l'amont (accumulation rétrograde) en B (Fig. 5.12) montre l'intensité et la pérennité de la production solide due aux activités humaines, alors que les flux dissous auraient dû être dominants dans ce sous-bassin où les roches calcaires (calcaire lacustre éocène) sont majoritaires (Meybeck, 1987 ; Oubelkasse, 1998). Au contraire, dans le sous-bassin A, malgré la dominance de substrats silicatés favorables au détritisme, la lenteur de l'accumulation rétrograde (Fig. 5.12) peut-être favorisée par un gradient hydraulique plus élevé (9 ‰), montre surtout un faible défrichement des forêts dans les secteurs en amont jusqu'au Haut Moyen-Âge, à partir duquel l'aggradation sédimentaire a été très forte. Le défrichement plus précoce et durable dans le sous-bassin B peut s'expliquer par la qualité de ses sols surtout carbonatés, plus favorables à la céréaliculture que les sols du sous-bassin A, silicatés. Cette observation est en accord avec les sources archéologiques montrant une faible mise en valeur de l'espace agraire à la protohistoire dans le secteur des gâtines, dans la zone silicatée en partie nord du bassin versant (Fig. 4.13). La variabilité de composition de la fraction < 2 µm en A et B, en montrant que les zones érodées ont varié dans l'espace, indique aussi probablement la variabilité spatio-temporelle de la pression agricole. Dans le secteur D, le début de la sédimentation 7US à la fin de l'Âge du Bronze ancien est une moyenne, « différée » en raison du temps de transit des flux solides de l'amont vers l'aval, qui cache le diachronisme réel des processus érosifs dus à l'anthropisation dans l'ensemble du bassin (Walling, 1999 ; Knox, 2001). Ce diachronisme et la distribution amont-aval non-univoque des âges du début de la sédimentation détritique fine dans le bassin de la Choisille à l'Holocène (Fig. 5.12) parait caractéristique de l'impact anthropique. Cette observation pourrait être utilisée plus généralement dans d'autres bassins versants pour caractériser cet impact.

A la différence de la phase 8, l'impact anthropique sur la dynamique fluviatile est indirect (pas d'aménagement du cours d'eau) mais très prononcé durant la phase 7 : il parait principalement lié à la mise en valeur agraire de l'espace. Il n'est cependant pas exclu que des structures anthropiques aient été déjà aménagées pour faciliter le passage d'une rive à l'autre dès l'Âge du Bronze (Parker *et al.*, 2008).

Dès l'Âge du Bronze ancien, l'impact anthropique sur la végétation, renforcé par l'humidité du climat, ont entrainé une production sédimentaire solide accrue sur les versants et la reprise de la sédimentation dans l'ensemble des secteurs étudiés. Cette dynamique s'est poursuivie jusqu'à la fin du Haut Moyen-Âge sans changement majeur. L'accumulation sédimentaire régressive s'est propagée de manière plus ou moins précoce et rapide dans les sous-bassins, selon leurs potentialités agraires, liées à la lithologie. Ceci montre la grande variabilité spatiale de l'impact anthropique sur la dynamique fluviatile, même dans un petit bassin comme celui de la Choisille.

6.2.3. Seconde partie du Subatlantique (fin du Haut Moyen-Âge à début du Moyen-Âge central / période actuelle) : phase 8

La phase 8 s'est développée durant la seconde partie du Subatlantique et concerne le dernier millénaire (après 950 cal BP / 1000 cal AD). Dans le Bassin parisien et en Loire moyenne, les géosystèmes sont très anthropisés : ceci est visible dans l'occupation du sol (*e.g.* Barbier *et al.*, 2001 ; Pastre *et al.*, 2002a et 2002b) avec un aménagement (digues, ponts, pêcheries, gués, étangs, moulins, biefs…) et une gestion du territoire (navigation, curage, fauchage, coupes, élevage, pêche…) développés en fond de vallée le long des cours d'eau (*e.g.* Burnouf et Carcaud, 1999 ; Carcaud *et al.*, 2000 ; Burnouf *et al.*, 2001 ; Guichané, 2002 ; Pastre *et al.*, 2002a ; Clavel et Cloquier, 2004 ; Pichot et Marguerie, 2004 ; Macaire *et al.*, 2006). Sur les versants, le milieu végétal est resté ouvert depuis la phase 7 ; durant le Moyen-Âge, le bassin de la Choisille fut l'un des secteurs clé pour l'approvisionnement en bois d'ouvrage et de chauffage des communes tourangelles (Jacquet, 2002). Ces pratiques n'ont pas amené la disparition du couvert forestier, encore suffisant pour alimenter les besoins sociétaux, mais plutôt une fragilisation favorisant le taillis aux dépens de la futaie (*ibid.*).

Depuis l'apparition de la charrue (culture attelée lourde) durant le Moyen-Âge, les pratiques agricoles se sont généralement intensifiées et mécanisées, jusqu'à la seconde moitié du XXe siècle AD pendant laquelle s'est mise en place l'agriculture actuelle (remembrement, motorisation, utilisation intensive de l'eau, des engrais et des produits phytosanitaires…) (Mazoyer et Roudart, 1997). Dans le Bassin parisien, l'essor de la céréaliculture au détriment du pastoralisme est mis en évidence entre ~1100e et 1300 cal AD (Pastre *et al.*, 2002a).

6.2.3.1. Contexte climatique

Durant le dernier millénaire, le climat fut globalement assez proche de celui connu actuellement, mais deux épisodes, respectivement plus chaud ou plus froid, ont été particulièrement distingués dans les reconstitutions climatiques : l'optimum climatique chaud du Moyen-Âge à la fin de la phase 7 et au début de la phase 8 (entre ~1050 et 700 cal BP / ~900 et 1250 cal AD) (Grove et Switsur, 1994 ; Hugues et Diaz, 1994 ; Brown, 1998 ; Mann, 2002a), suivi d'une transition plus froide (Brown, 1998 ; van der Linden et van Geel, 2006) puis d'une chute des températures moyennes durant le Petit Âge glaciaire (entre ~400 et 100 cal BP / ~1550 et 1850 cal AD) (Grove, 1986 ; Mann, 2002b ; Holmes *et al.*, 2010) (Fig. 6.6). Enfin, les températures ont augmenté durant les dernières décennies, au moins en partie à cause des activités anthropiques (Moberg *et al.*, 2005 ; GIEC, 2007) ; Crutzen et Stoermer (2000) qualifient d' « Anthropocène » l'époque des 150 à 200 dernières années, depuis l'industrialisation des sociétés.

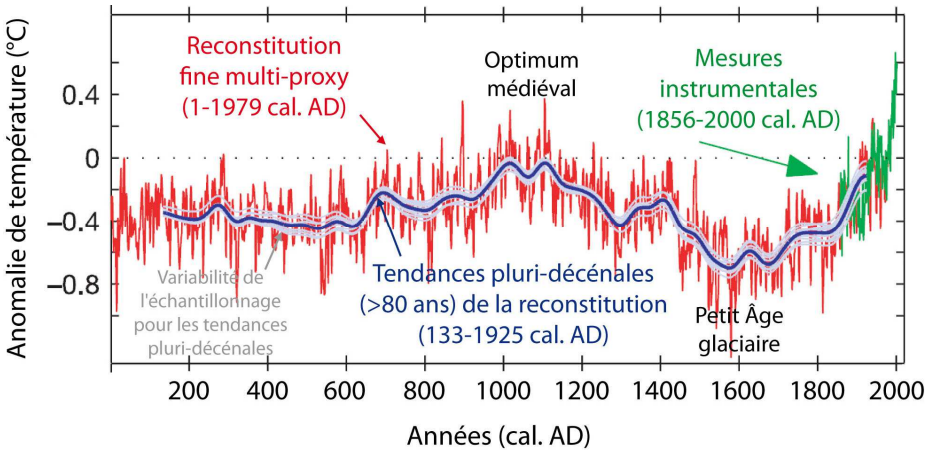


***Figure 6.6** : Estimation des variations des températures moyennes dans l'hémisphère nord depuis 2000 ans (modifié d'après Moberg et al., 2005).*

6.2.3.2. Evolution de l'impact anthropique sur la végétation

- **Moyen-Âge central à Bas Moyen-Âge (950-450 cal BP / 1000-1500 cal AD)**

Les séquences polliniques concernant le Moyen-Âge central, le Bas Moyen-Âge ou le Moyen-Âge indéfini dans le bassin ont été étudiées sur les sites NAU, BRO, BJE et RIA (ZAP c à e Fig. 4.1 ; ZAP d Fig. 4.4, Fig. 4.5 et 4.8 ; ZAP e Fig. 4.3 et 4.6) (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004 ; Cyprien-Chouin et Visset, 2006a et 2007 ; Joly et Visset, 2007). Peu de

différences ont été observées avec la végétation du Haut Moyen-Âge. Le milieu est resté ouvert, les activités agro-pastorales ont perduré, bien que la céréaliculture ait décliné légèrement au site NAU puis se soit maintenue (Fig. 4.1 et 4.2). L'occurrence de la culture de lin est signalée au Bas Moyen-Âge. En fond de vallée les Cyperaceae dominaient et l'aulnaie demeurait restreinte, voire quasi-absente, bien qu'elle puisse avoir été localement (à NAU) et temporairement plus développée à partir du Moyen-Âge central.

- **Epoques moderne, contemporaine et actuelle (depuis 450 cal BP / depuis 1500 cal AD)**

Dans le bassin de la Choisille, la végétation durant ces périodes récentes a été étudiée sur les sites NAU, BRO, BJE, CHA et RIA (partie supérieure de la ZAP d Fig. 4.4, 4.5 et 4.8 ; ZAP e à g Fig. 4.1 ; ZAP f Fig. 4.6 ; ZAP m Fig. 4.7) (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004 ; Cyprien-Chouin et Visset, 2006a, 2006b et 2007 ; Joly et Visset, 2007). De manière générale, la végétation était assez semblable à celle décrite pour le Moyen-Âge, avec cependant une progression des pinèdes, plantées dès le XVIIIe siècle. De petites modifications s'opèrent localement, mais ne sont pas perceptibles dans l'ensemble du bassin : réduction des activités agro-pastorales dans le secteur A (NAU), sans déprise agricole, culture du maïs (*Zea mays*), diminution ou regain de l'aulnaie en fond de vallée (respectivement secteurs C et D). Les données archéologiques montrent une occupation du sol croissante depuis la fin du Haut Moyen-Âge, et surtout après celui-ci durant les périodes moderne et contemporaine. (*cf.* § 4.3.5 et § 4.3.6) (Fig. 4.12 et 4.13).

6.2.3.3. Impacts anthropiques et climatiques sur la dynamique fluviatile

Comme vu précédemment dans le § 5.2.9, la phase 8 débute aux environs de 950 cal BP et est caractérisée par l'accroissement des faciès détritiques au détriment des faciès organiques. L'occupation agro-pastorale du sol par les humains a peu varié dans son ensemble durant cette phase jusqu'aux périodes récentes, c'est-à-dire le début de l'industrialisation : ce facteur ne peut donc être invoqué pour expliquer les modifications dynamiques et sédimentaires observées sur la Choisille.

Les sédiments traduisent un système fluviatile à chenal plus profond, comme le montrent les indices d'oxydation attestant d'un abaissement de la nappe phréatique dans la plaine d'inondation et la déstabilisation des versants au sein du milieu ouvert. La régression

de la sédimentation organique dans tous les secteurs peut en partie s'expliquer par le comblement des dépressions humides par les apports détritiques plus abondants, mais surtout par le drainage anthropique de ces zones. En effet, l'installation de biefs pour l'alimentation des moulins, attestés dès le X^{e} siècle AD dans le bassin (Guichané, 2002), et le creusement du chenal principal pour drainage et exploitation des plaines alluviales (pâtures, bois, pêche…), ont pu provoquer l'abaissement de la nappe phréatique. D'autres aménagements (digues, gués, pêcheries, étangs…) ont pu singulièrement perturber le système fluviatile, sans qu'il soit possible d'en préciser l'impact respectif à l'échelle du bassin et sur cette fourchette de temps. Tous ces aménagements peuvent avoir modifié singulièrement les caractéristiques hydrauliques dans le chenal, réduit ses débordements (Brown, 1987) et favorisé son incision, notamment par la hausse des contraintes de cisaillement hydraulique à l'interface eau/sédiment (Frings *et al.*, 2009). A la différence de la phase 6 marquée par une incision généralisée, la production sédimentaire fut trop importante pour la capacité d'exportation du chenal, notamment dans les parties amont et médiane des sous-bassins qui s'engorgent de sédiments.

Au XVIII^{e} siècle, les reboisements anthropiques dans les gâtines, notamment par Pinus, ont pu localement freiner la production sédimentaire. Depuis 1950 cal AD, le remembrement a du avoir un impact important sur le ruissellement et l'érosion (Bronstert *et al.*, 1995), notamment dans le secteur des plateaux de Mettray cultivés de manière extensive, ou certains secteurs exploités des gâtines. La MO plus abondante dans les facies terminaux du remplissage sédimentaire est celle des sols actuels, et l'enrichissement superficiel en MO a pu être favorisé par la fumure lors des pâtures estivales (Pastre *et al.*, 2002a).

A la différence de la phase 7, l'impact anthropique sur la dynamique morpho-sédimentaire fluviatile est à la fois indirect (occupation du sol par la végétation) et direct (aménagements hydrauliques en fond de vallée) durant la phase 8. La production sédimentaire fut probablement croissante durant cette période, avec l'introduction du labour (évolution de la charrue puis motorisation aux périodes récentes) qui déstructure plus fortement les sols (Low, 1972 ; Watts *et al.*, 1996) et favorise leur érosion sur les versants (Mech et Free, 1942 ; Revel *et al.*, 1989 ; Brown, 1997 ; Van Muysen *et al.*, 2002). L'aménagement des versants a également pu modifier fortement le routage des sédiments, la connectivité des versants à la plaine alluviale (Houben, 2008) et réduire ou accentuer l'impact des processus érosifs sur la dynamique fluviatile. L'évolution de l'impact anthropique est difficilement perceptible en Choisille durant la phase 8, car le creusement et le curage répétés des biefs (et du chenal) ont

favorisé l'exportation de la matière à de nombreuses reprises. Dans les dernières décennies, la tendance au creusement du chenal principal de la Choisille a également pu être favorisée par celui de la Loire, résultant de sa déstabilisation en partie par les aménagements (endiguement) et l'extraction de granulats (Gazowski, 1994 ; Rodrigues *et al.*, 2006 ; Garcin *et al*., 2006). Le creusement du chenal de la Choisille a pu également être accentué par le recalibrage de certains de ses tronçons, ce qui a accentué la pente. Enfin, la reforestation récente de certains secteurs des gâtines a pu aussi induire localement une reprise d'incision du chenal à l'extrême amont des sous-bassins, comme suggéré par Keesstra *et al.* (2005) (Fig. 6.7). Cette incision locale à l'amont du bassin a pu accroitre la charge sédimentaire charriée par la rivière vers l'aval (Mount *et al*., 2005).

***Figure 6.7** : forte incision locale du chenal à l'extrême amont du secteur A en conséquence probable des reboisements récents*

Durant le dernier millénaire, les modifications de la dynamique fluviatile induites par l'impact anthropique direct en fond de vallée masquent en partie l'évolution de la production sédimentaire issue de l'impact anthropique indirect (par l'agriculture), et entièrement l'impact climatique. Ces fortes modifications anthropiques des flux et conditions de stockage sédimentaire, induisant une accumulation détritique monotone dans tous les secteurs étudiés, ne permettent donc pas de déceler l'impact de l'optimum thermique médiéval ou du refroidissement du Petit Âge glaciaire.

Chapitre 7. Quantification des stocks sédimentaires : évaluation des flux solides et de l'évolution morphologique des fonds de vallées

L'approche quantitative des processus sédimentaires présente l'intérêt d'apporter une information complémentaire, et parfois plus pertinente, à l'approche qualitative. Les stocks accumulés (S) dans les réceptacles sédimentaires sont considérés comme un compartiment du bilan de matière à l'échelle des bassins versants (P = F + S, *cf*. Campy et Macaire, 2003). Ils dépendent de la configuration morphologique des réceptacles, qu'ils modifient progressivement. L'évolution quantitative des stocks permet de préciser l'intensité des facteurs bioclimatiques et/ou anthropiques sur la surface continentale, qui commandent l'érosion des versants et la dynamique des agents de transport de matière. Ainsi, la quantification des stocks permet d'approcher la production sédimentaire (P), liée à l'érosion sur les versants (Hoffmann *et al.*, 2007 ; Seidel et Mäckel, 2007 ; Notebaert *et al.*, 2009 ; Brown *et al*., 2009 ; Verstraeten *et al.*, 2009).

Les bassins lacustres sont des pièges propices à l'établissement des bilans de matières sur de longues périodes (Gay *et al.*, 1998 ; Fourmont, 2005 ; Macaire *et al.*, 2010), car les stocks de matières (S), bien conscrits, peuvent être estimés assez facilement, et le flux sédimentaire exporté en aval (F) (solide et/ou dissous) est souvent mieux connu qu'en domaine fluviatile. Dans ce dernier, le flux (F) exporté en aval par une rivière peut être connu pour les périodes récentes car mesuré (Walling *et al.*, 1998 ; Macaire *et al.*, 2002) ; il peut également être estimé par modélisation numérique 2D de l'érosion des sols et du routage de sédiments dans une vallée sur des échelles de temps allant jusqu'au millénaire (Van Rompaey *et al.*, 2001 ; de Moor et Verstraeten, 2008). La perte en aval réelle est cependant bien souvent inconnue sur des échelles temporelles longues comme l'Holocène.

Le stockage des matériaux ne s'effectue pas que dans les réceptacles sédimentaires (dépressions fluviatiles ou lacustres) mais aussi sur les versants. Les stocks alluviaux peuvent être considérés comme la composante majeure du bilan sédimentaire pour des périodes récentes (Trimble, 1995), bien que le stockage de colluvions sur les versants soit

quantitativement largement dominant depuis le Moyen-Âge central (de Moor et Verstraeten, 2008), notamment en Touraine sous la forme de banquettes colluviales (Zadora-Rio, 1991). Dans le cas du bassin de la Choisille, les flux exportés en aval durant les derniers millénaires et les stocks colluviaux sur les versants sont inconnus, rendant impossible l'établissement d'un bilan sédimentaire complet.

Dans ce chapitre, l'évaluation des stocks sédimentaires en volume a été interprétée en termes d'évolution morphologique des fonds de vallée. Les évaluations en masse, notamment de matière allochtone (essentiellement minérale), ont été traduites en termes de production de matière par les versants.

Après une présentation des méthodes employées au § 7.1, les données calculées seront exposées au § 7.2. L'évolution morphologique des fonds de vallée, évaluée d'après la quantification en volume des stocks sédimentaires (volumes stockés au droit des transects, volumes stockés dans les secteurs d'étude, taux de sédimentation moyens), sera discutée dans le § 7.3. Enfin, la production de matière solide par les versants, estimée d'après la quantification en masse des stocks sédimentaires, sera abordée au § 7.4.

Dans ce chapitre les valeurs suivantes seront le plus couramment utilisées :

- **AVS_{1m}** : accumulation volumique spécifique pour une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m au droit d'un transect (en m^3).
- **VSI_{1m}** : volume spécifique incisé sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m au droit d'un transect (en m^3).
- **AVT** : accumulation volumique totale dans un secteur défini (secteurs A, B ou C+D) (en m^3).
- **VTI** : volume total incisé dans un secteur défini (secteurs A, B ou C+D) (en m^3).
- **Ts** : taux de sédimentation moyen au droit d'un transect ou dans un secteur (en $mm.an^{-1}$).
- **Ps** : production sédimentaire solide minimale sur les versants, dans un secteur défini ($t.km^{-2}.an^{-1}$).

7.1. Méthodes de quantification des stocks sédimentaires en fond de vallée

Deux méthodes ont été appliquées pour la quantification des stocks sédimentaires en fond de vallée. La première, la plus utilisée, prend en compte des critères morphogéométriques et chronostratigraphiques (notée méthode MG-CS) et permet des évaluations volumique et massique par phase d'évolution. La seconde méthode est basée sur une étude géophysique et la stratigraphie (notée méthode G-S) ; elle permet une évaluation volumique de l'ensemble des dépôts tardiglaciaires et holocènes (remplissage à dominante silteuse situé au dessus des dépôts grossiers de la phase 2). Une comparaison de ces méthodes sera effectuée dans le § 7.2.2.

7.1.1. Quantification d'après des critères morphogéométriques et chronostratigraphiques (méthode MG-CS)

Suivant cette méthode, la quantification des stocks sédimentaires a été réalisée en deux étapes successives : le volume du stock sédimentaire a tout d'abord été estimé par faciès et par phase sur chaque transect, puis les résultats obtenus ont été extrapolés à des tronçons de vallée. Cette estimation permet de discriminer le stock autochtone (essentiellement organique) du stock allochtone (essentiellement minéral) ; dans ce dernier le stock précipité, peu abondant et essentiellement bioclastique (coquilles de mollusques aquatiques), est compris dans les valeurs estimées.

La première partie des méthodes exposées ci-après concerne l'évaluation volumique des stocks, tout d'abord le calcul d'AVS_{1m} au droit d'un transect (§ 7.1.1.1), puis le calcul d'AVT dans un secteur du bassin (sous-bassin A, B ou vallée principale de la Grande Choisille) (§ 7.1.1.2) et enfin le calcul de Ts, pour un transect ou un secteur. La seconde partie concerne l'estimation massique des stocks au droit d'un transect (§ 7.1.1.3), puis le calcul de Ps durant les phases 5, 7 et 8 (§ 7.1.1.4).

7.1.1.1. Estimation des volumes de sédiments stockés (AVS_{1m}) ou déstockés (VSI_{1m}) au droit d'un transect

Au droit d'un transect, la morphologie de la vallée, la géométrie et le phasage chronostratigraphique des dépôts sont des paramètres connus qui ont été définis

précédemment. Ces éléments permettent d'estimer, par phase d'évolution, des volumes de sédiments stockés ou déstockés.

La méthode utilisée consiste à digitaliser à l'écran, en plan vertical sur le transect, la surface (en m²) représentée par les phases d'accrétion sédimentaire (2US, 4US, 5US, 7US et 8US), dont les limites géométriques correspondent aux phases décrites précédemment. Pour chacune des phases d'évolution, la surface respective des faciès constitutifs des US a également été digitalisée afin de convertir les volumes de sédiments en proportions massiques par la suite. Le logiciel MapInfo® a été utilisé pour la digitalisation, et un référencement spatial avec des coordonnées non-terrestres (en mètres) a été choisi. Sur chaque transect digitalisé, la fiabilité du référencement spatial a été validée grâce à des polygones simples (carrés, rectangles), en comparant les valeurs calculées avec les valeurs mesurées. Les transects ont été extrapolés subjectivement sur leurs marges, hors de la zone de forage, pour quantifier l'ensemble du remplissage en fond de vallée. Le remplissage sédimentaire est défini comme l'ensemble des dépôts compris entre la surface topographique actuelle et le substratum géologique. Ceci implique que dans certains cas les faciès FV et CB ont été quantifiés lorsqu'ils sont intercalés dans les faciès fluviatiles *sensu-stricto*, mais pas lorsqu'ils sont seuls au dessus de la surface actuelle de la plaine alluviale. Le faciès RA n'a pas été quantifié.

Les surfaces digitalisées à l'écran, correspondant à une vision en plan vertical du transect, ont été par la suite converties en volumes. Cette conversion suppose que le transect est représentatif à son emplacement d'une bande amont-aval de 1 m : les résultats ont été directement transformés de m^2 en m^3, correspondant à « l'accumulation volumique spécifique » pour une bande amont-aval de 1 m, notée $\mathbf{AVS_{1m}}$.

Suivant les secteurs et les sites, les dépôts accumulés lors des phases 2, 4 et 5 ont pu être en partie érodés lors des phases 3, 5 et 6. Les dépôts identifiés sur les transects sont donc résiduels et notés $2US_{rés}$, $4US_{rés}$ et $5US_{rés}$. Afin d'estimer les volumes érodés durant les phases 2 et 6 notamment, une approche des stocks déposés initialement est nécessaire. La cote altimétrique la plus haute des dépôts $2US_{rés}$, $4US_{rés}$ ou $5US_{rés}$ peut être considérée comme la cote minimale atteinte par les dépôts initiaux, dont elle fixe une limite supérieure hypothétique (toit) (Fig. 7.1). Cette limite supérieure minimale va permettre de calculer un volume minimal de sédiments déposés pendant les phases 2, 4 et 5, dont les dépôts sont alors notés $2US_{calc}$, $4US_{calc}$ et $5US_{calc}$ (Fig. 7.1).

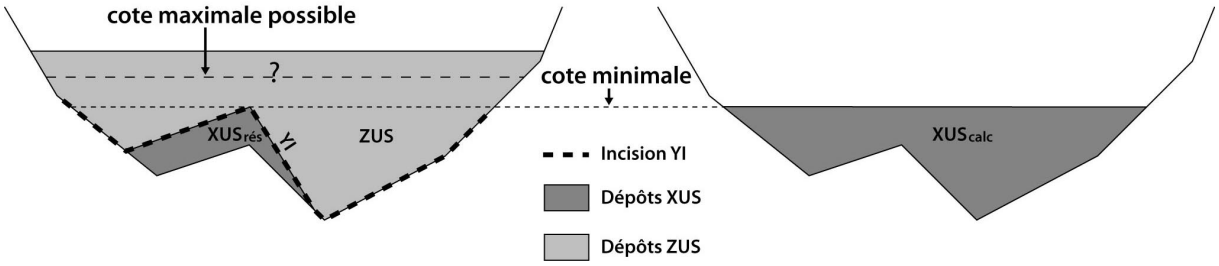


***Figure 7.1** : représentation schématique de l'estimation du volume sédimentaire minimal déposé pour une unité sédimentaire érodée*

Le calcul du volume minimum déposé $2US_{calc}$ a été effectué en prenant comme limites le mur (contact substrat - faciès SaG) et la cote maximum de cette unité. Pour les unités 4US (transects POI, BRO et BIL) et 5US (secteurs C et D), le calcul de $4US_{calc}$ et $5US_{calc}$ est plus délicat. Ce volume minimum a été estimé entre la cote maximale de l'unité et la surface de la forme probable qui a pu contenir la formation (chenal plus ou moins large et profond), définie dans le phasage d'évolution.

Le volume spécifique incisé sur une bande amont-aval de 1 m (VSI_{1m}) durant une phase x a été estimé en retranchant le volume résiduel ($xUS_{rés}$), mesuré par digitalisation d'après le transect, au volume des dépôts minimum calculé (xUS_{calc}), calculé d'après la cote maximale des dépôts $xUS_{rés}$ sur le transect (Fig. 7.1). Il a servi au calcul de VTI, volume total incisé dans un secteur défini (en m^3).

Dans le vallon sec de la Morinière (MOR) dans le secteur A, aucun transect n'a été réalisé mais deux forages ponctuels ont permis d'obtenir des valeurs d'épaisseur moyennées de colluvions, supposées maximales car situés dans l'axe médian du vallon à équidistance amont-aval sur le linéaire du vallon. Cette moyenne maximale d'épaisseur (4,2 m sur MOR1) a permis le calcul d'AVS_{1m}, en ramenant schématiquement la forme en coupe du remplissage sédimentaire dans la vallée à celle d'un triangle isocèle (Fig. 7.2). L'AVS_{1m} a été définie au droit de l'axe transversal à la vallée recoupant le point de forage MOR1. Dans ce vallon encaissé, le choix de la forme morphologique simplifiée en V du substratum, utilisée par Bellemlih (1999) pour la quantification des stocks sédimentaires dans des talwegs de petites vallées, a été privilégié à une forme simplifiée d'un substratum avec un fond plat, utilisée par Rommens *et al.* (2006a) et de Moor (2007) pour des vallées fluviatiles plus larges. En l'absence de chronologie, les phases 7US et 8US ont été définies comme ayant un volume égal.

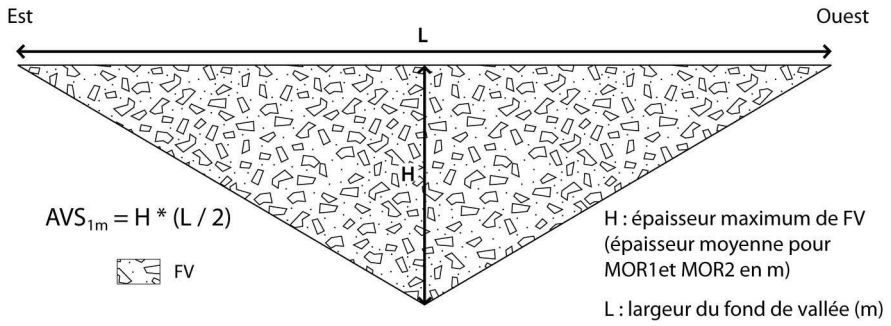


***Figure 7.2** : méthode de calcul d'AVS_{1m} sur le site MOR (secteur A)*

Critique de la méthode

Les limites établies entre les différents faciès sédimentaires sur les transects, tout comme les limites géométriques définies entre les phases, ou encore les cotes minimales atteintes par les dépôts avant une érosion ne sont que des approximations de la réalité basées sur des hypothèses. Les résultats en volumes ne correspondent donc pas aux valeurs réelles, bien qu'ils tendent à s'en approcher. Notamment, les volumes déposés initialement avant une phase d'érosion peuvent être sous-estimés. La méthode semble cependant d'une précision suffisante pour permettre des comparaisons inter-sites et inter-secteurs et estimer le stockage et déstockage sur des tronçons de vallée pour différentes phases d'évolution.

7.1.1.2. Estimation des volumes de sédiments stockés (AVT) ou déstockés (VTI) sur des tronçons de vallée ou dans des secteurs du bassin

Un tronçon de vallée est considéré comme une portion de vallée qui suit le linéaire de l'axe médian de la plaine alluviale. Les volumes stockés par phase d'évolution ont été estimés sur 23 tronçons, notés T1 à T23 (Fig. 7.3). Chaque tronçon étudié possède sa propre longueur de linéaire, mesurée en m par digitalisation sur les cartes géologiques au 1/50000^{e} ; celles-ci ont été privilégiées relativement aux cartes topographiques, car bien que moins précises, les fonds de vallée y sont plus aisément identifiables par la figuration des alluvions Fz. Ces valeurs, obtenues pour chaque tronçon, d'accumulation volumique (AV_{tron} en m^3) ou de volumes incisés (VI_{tron} en m^3), peuvent être sommées afin d'obtenir une estimation totale en fond de vallée sur des linéaires plus longs (AVT en m^3).

L'AVT a été quantifiée pour chaque phase d'évolution en sommant les valeurs des tronçons T1 à T11 dans le secteur A (linéaire cumulé de 14,04 km, dont 5,83 km de vallon colluviaux), T16 à T23 dans le secteur B (linéaire cumulé de 12,2 km) et T12 à 15 dans la vallée principale de la Grande Choisille (incluant les secteurs C et D, linéaire cumulé de 18,01 km). Un tronçon peut présenter différentes caractéristiques dans le réseau de vallées, justifiant son traitement particulier selon les classes définies ci-après (Fig. 7.3).

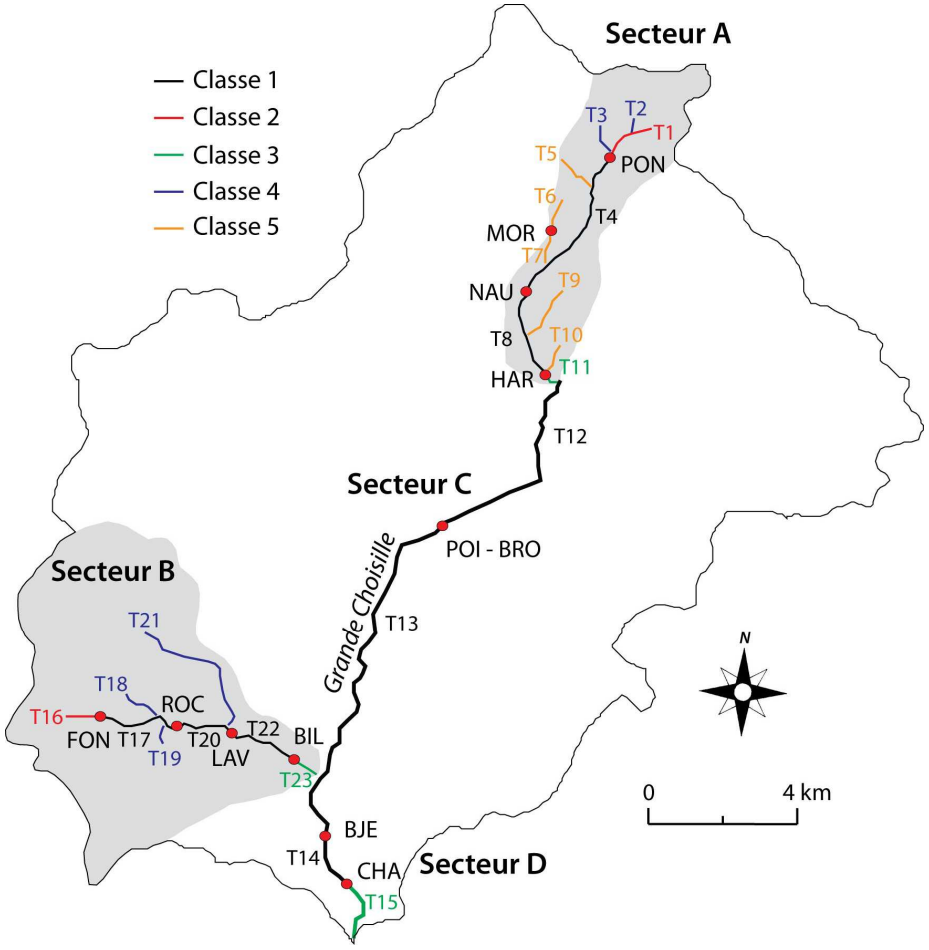


***Figure 7.3** : répartition géographique des tronçons (T1 à T23) et des classes de traitement (classe 1 à 5) appliquées pour la quantification des stocks sédimentaires par la méthode MG-CS*

- **Classe 1** : ces tronçons sont encadrés par deux transects (T4, T8, T13, T14, T17, T20 et T22). Dans ce cas, l'accumulation volumique dans le tronçon (AV_{tron} en m^3) est obtenue en multipliant la longueur du tronçon par la moyenne des AVS_{1m} calculées dans les deux transects, et ceci pour une phase donnée, tel que :

$$AV_{tron}(xUS) = \{ [AVS_{1m}(transectI, xUS)] + [AVS_{1m}(transectII, xUS)] / 2 \} * L_{tron}$$

avec :

- AV_{tron} : accumulation volumique dans le tronçon compris entre les transect I et II durant la phase x (x = phase 2, 4, 5, 7 ou 8) (en m^3).
- AVS_{1m}(transectI)(xUS) : accumulation volumique spécifique pour une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m dans le transect I durant la phase x (en m^3).
- AVS_{1m}(transectII)(xUS) : accumulation volumique spécifique pour une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m dans le transect II durant la phase x (en m^3).
- L_{tron} : longueur du tronçon séparant les transects I et II, suivant le linéaire du fond de vallée (en m).

- **Classe 2** : ces tronçons correspondent à la portion amont d'une vallée prospectée dans un sous-bassin (T1 et T16 en amont de PON et ROC respectivement), limitée à son extrémité aval par un transect. La limite amont du tronçon a été estimée sur le terrain d'après la morphologie de la vallée (rupture de pente axiale) et l'apparition des écoulements pérennes. Dans les calculs un volume égal à zéro a été attribué à la limite amont, et AV_{tron} a été calculée de la manière suivante :

$$AV_{tron}(xUS) = \{ [AVS_{1m}(transectI, xUS)] / 2 \} * L_{tron}$$

avec :

- AV_{tron} : accumulation volumique dans le tronçon compris entre la limite amont (AVS_{1m} = 0 m^3) et le transect I durant la phase x (x = phase 2, 7 ou 8) (en m^3).
- AVS_{1m}(transectI)(xUS) : accumulation volumique spécifique pour une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m dans le transect I durant la phase x (x = 2, 7 ou 8) (en m^3).
- L_{tron} : longueur du tronçon séparant la limite amont de la vallée et le transectI, suivant le linéaire du fond de vallée (en m).

- **Classe 3** : ce type de tronçon est limité en amont par un transect et en aval par une confluence (vallée principale dans le cas des sous-bassins A et B et Loire en aval de CHA dans le secteur D : respectivement T11, T15 et T23). Dans ce cas, l'AVS_{1m} du transect de la limite amont a été supposée constante sur le tronçon, tel que :

$$AV_{tron}(xUS) = [AVS_{1m}(transectI, xUS)] * L_{tron}$$

avec :

- AV_{tron} : accumulation volumique dans le tronçon compris entre le transect I et la confluence durant la phase x (x = phase 2, 4, 5, 7 ou 8) (en m^3).

- AVS_{1m}(transectI)(xUS) : accumulation volumique spécifique pour une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m sur le transect I durant la phase x (en m^3).
- L_{tron} : longueur du tronçon séparant le transect I à la confluence, suivant le linéaire du fond de vallée (en m).

- **Classe 4** : cette classe correspond, dans les secteurs A et B, aux tronçons d'ordre 1 (classification de Sthraler, 1952) n'ayant pas été prospectés par forage. Puisque l'information morphostratigraphique manque, ces tronçons ont été considérés comme ayant un remplissage évoluant de manière similaire à celle des tronçons de classe 2, T1 et T11 (respectivement dans les secteurs A et B). Cependant, la longueur des tronçons de classe 4, et donc le volume de sédiments stockés sur ceux-ci, diffère de ceux des tronçons de classe 2 (T1 et T11). Il convient donc d'estimer, au cas par cas pour chaque tronçon de classe 4, le volume de sédiments stocké. Ceci peut être réalisé grâce à une régression linéaire des volumes stockés, en utilisant les valeurs obtenues sur les tronçons de classe 2 (T1 et T11). Les équations de régression résultantes ont été utilisées pour estimer les volumes stockés dans les tronçons de classe 4 en estimant l'aire entre la droite passant par le point zéro et l'axe des abscisses, suivant la longueur du tronçon de classe 4 considéré (L_{tron} en m) (Fig. 7.4) :

$$AV_{tron}(xUS) = ½ \, \alpha \, L_{tron}^2$$

avec :

- AV_{tron} : accumulation volumique spécifique sur un tronçon de fond de vallée durant la phase x (x = phase 2, 7 ou 8) (m^3).
- α : coefficient directeur de l'équation de régression pour la phase x (Fig. 7.4).
- L_{tron} : longueur du linéaire du tronçon (m).

Afin de ne pas surestimer les stocks sur le tronçon T21 dans le secteur B (Fig. 7.3) dont la vallée est très peu encaissée mais présente un linéaire important (3750 m), ceux-ci ont été calculés comme pour un tronçon de classe 2 avec les valeurs du transect FON en limite aval.

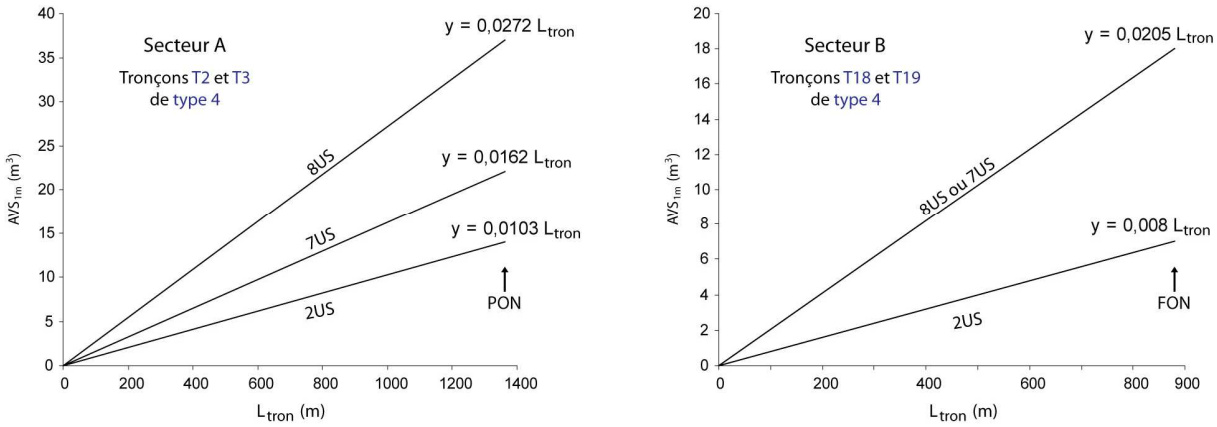


***Figure 7.4** : régressions linéaires appliquées au calcul d'AV_{tron} dans les tronçons de classe 4*

- **Classe 5** : en amont de MOR (secteur A, Fig. 7.3), l'AV_{tron} du tronçon T6 (800 m) a été estimée comme pour un tronçon de classe 2, tandis qu'en aval, sur T7, elle a été calculée comme pour un tronçon de classe 3. Dans le sous-bassin A, l'ensemble des tronçons représentant des vallons secs à comblement colluvial (faciès FV) (T5, T9, T10), sont notés en classe 5 (classe hybride). Ils ont été quantifiés dans leur 800 premiers mètres d'après l'équation de régression obtenue sur le T6 dans le vallon de la Morinière (Fig. 7.5) et les longueurs respectives de leurs linéaires, comme pour des tronçons de classe 4. Si leur longueur excède celle de T6 (800 m), le supplément est calculé sur le modèle du tronçon T7 (classe 3).

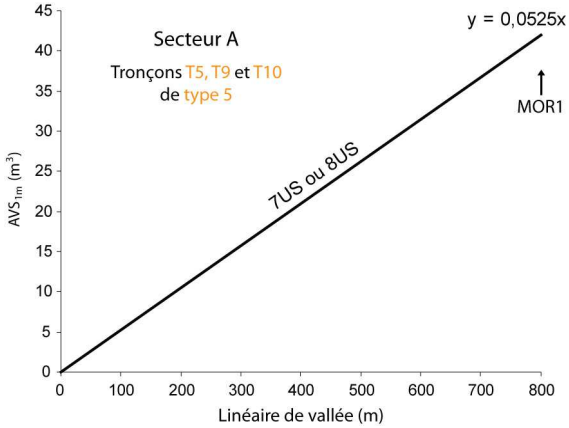


***Figure 7.5** : régression linéaire appliquée au calcul d'AV_{tron} sur les 800 premiers mètres des tronçons de classe 5*

Dans le secteur C, les transects POI et BRO sont très peu distants (une centaine de mètres). Ils ont été réalisés respectivement dans une zone élargie et rétrécie de la vallée. Le calcul de l'AV_{tron} n'a pas semblé être justifié pour un tronçon si court, au regard de la

longueur de la vallée de la Grande Choisille. Pour le calcul du volume de sédiments stockés dans les tronçons T12 et T13, situés respectivement en amont et en aval du secteur C (Fig. 7.3), une valeur moyenne des AVS_{1m} calculées à POI et BRO a été utilisée respectivement en limite aval (T12) ou amont (T13), hormis pour 2US absent à BRO et pour laquelle les valeurs de POI ont été utilisées. Le tronçon T12, en amont du secteur C, a été traité comme un tronçon de classe 1 borné à son extrémité amont par le transect HAR (secteur A, Fig. 7.3), proche de l'extrémité amont de la vallée principale.

Les volumes incisés dans chaque tronçon (VI_{tron}) (en m^3) lors des phases 3, 5 et 6 ont été calculés selon une méthodologie identique au calcul des AV_{tron}, suivant la classe de tronçon concerné. Pour la phase 6I, VI_{tron} a été estimé sur T12 en bornant à l'amont avec la valeur de la moyenne des VSI_{1m} de POI et BRO. Quand les volumes incisés n'étaient pas identifiables par absence de formes d'érosion, une valeur de $VSI_{1m} = 0$ m^3 a été affectée. Par exemple, sur le tronçon T20 (Fig. 7.3), VI_{tron}(5I-6I) a été estimé comme pour un tronçon de classe 2 avec une valeur de VSI_{1m} égale à 0 m^3 au droit de la limite amont (transect ROC). Pour chaque secteur (A, B ou vallée principale de la Grande Choisille), les VI_{tron} ont été sommés afin de calculer VTI (volume total incisé en m^3).

Les volumes stockés calculés par phases dans chaque tronçon ont été arrondies à 10^3 m^3 près. La sommation des tronçons pour l'estimation des stocks dans un sous-bassin (A ou B) ou dans la vallée principale (AVT en m^3) a pris en compte ces valeurs arrondies.

Critique de la méthode

Plusieurs remarques peuvent être faites concernant la méthode exposée ci-dessus :

- les stocks ont été préférablement sous-évalués que surévalués. C'est le cas par exemple pour les tronçons de classe 3 et dans les tronçons de classe 5, où AVS_{1m} n'est pas réellement constant sur toute la longueur du tronçon.

- la précision appliquée à l'estimation des tronçons de classes 4 et 5 peut paraître superflue, notamment en comparaison de tronçons comme les T12 ou T13 de la large vallée de la Grande Choisille, pour lesquels la variabilité géomorphologique et lithostratigraphique n'a pas été détaillée pour un linéaire long. Néanmoins, les règles appliquées ont visé à calculer les stocks sédimentaires de manière logique, homogène,

rigoureuse et avec le maximum d'acuité pour l'ensemble des tronçons en fonction des données disponibles.

- Les stocks colluviaux des fonds de vallons secs (secteur A, absents dans le secteur B) ont été quantifiés avec une précision moindre que les dépôts de plaine alluviale, lesquels sont mieux contraints par les transects.

- dans la vallée principale, le stockage sédimentaire dans les zones de confluence, souvent élargies, a probablement été sous-estimé. Cependant, cela a été partiellement compensé par une surestimation dans les zones rétrécies.

- La valeur de $VSI_{1m} = 0$ m^3 affectée aux transects où les volumes incisés n'étaient pas identifiables par absence de formes d'érosion évidentes est bien entendue fausse, mais préférable à une valeur purement fictive et subjective.

7.1.1.3. Estimation des taux de sédimentation moyens (Ts) au droit d'un transect ou dans un secteur du bassin

L'évolution morphologique des fonds de vallée est généralement quantifiée grâce au taux de sédimentation (en mm.an^{-1}) estimé à partir d'un forage, qui permet d'approcher facilement l'intensité de la sédimentation, c'est à dire de l'élévation relative de la surface du sol dans un point du remplissage sédimentaire. Cette information est cependant limitée au seul point de forage où elle est calculée ; elle est pratique en contexte lacustre, mais n'est pas forcément représentative, en contexte fluviatile, de l'intensité moyenne du stockage dans l'ensemble d'une plaine alluviale, qui dépend également de sa largeur et de la géométrie des dépôts, très variables dans l'espace. La méthode proposée ici permet de calculer des taux de sédimentation moyens (Ts en mm.an^{-1}) au droit d'un transect ou dans un secteur (A, B ou vallée principale de la Grande Choisille) en intégrant l'information acquise sur toute la largeur de la plaine alluviale.

- **Calcul du Ts moyen au droit d'un transect** : les valeurs d'AVS_{1m} sont conditionnées par la largeur de la vallée à l'emplacement du transect où elles sont calculées. Elles permettent de comparer l'accumulation de manière absolue entre des transects différents, mais reflètent mal l'intensité de l'accumulation sédimentaire dans l'ensemble d'une plaine alluviale, c'est-à-dire le taux de sédimentation moyen (**Ts** en mm.an^{-1}). Pour calculer le Ts au droit d'un transect pour une phase d'évolution

donnée, la valeur d'AVS_{1m} a été divisée (1) par la largeur de la plaine alluviale à l'emplacement du transect où elle a été calculée, et (2) par la durée estimée de la phase sur ce transect, tel que :

$$Ts(xUS) = AVS_{1m}(xUS) / l_{PA} / d(xUS)$$

avec :

- Ts(xUS) : taux de sédimentation moyen pendant la phase x (x = phase 4, 5, 7 ou 8) au droit du transect (en $mm.an^{-1}$).
- $AVS_{1m}(xUS)$: accumulation volumique spécifique sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m durant la phase x au droit du transect (en m^3).
- l_{PA} : largeur de la plaine alluviale à l'emplacement du transect (en m).
- d(xUS) : durée de la phase x (en années).

- **Calcul du Ts moyen dans un secteur du bassin** : pour chaque secteur (sous-bassins A et B, vallée principale de la Grande Choisille), les valeurs d'AVT (en m^3) ont été calculées pour différentes phases d'évolution. Dans ces secteurs, selon les transects, la vallée peut avoir une largeur différente et les phases avoir des durées différentes, notamment pour la phase 7 montrant le début de l'impact anthropique. Pour calculer le Ts moyen dans un secteur du bassin pour une phase donnée, la valeur d'AVT a été divisée par la largeur moyenne de la plaine alluviale dans le secteur (calculée d'après les cartes géologiques et des relevés) et la durée estimée de la phase, tel que :

$$Ts(xUS) = AVT(xUS) / lmoy_{PA} / d(xUS)$$

avec :

- Ts(xUS) : taux de sédimentation moyen pendant la phase x (x = phase 4, 5, 7 ou 8) dans un secteur du bassin versant (sous-bassins A et B ou vallée principale de la Grande Choisille) (en $mm.an^{-1}$).
- AVT(xUS) : accumulation volumique totale dans un secteur durant la phase x (en m^3).
- $lmoy_{PA}$: largeur moyenne de la plaine alluviale dans un secteur, d'après les cartes géologiques et des relevés de terrain (en m).
- d(xUS) : durée de la phase x (en années).

La durée d'une phase a été estimée d'après les dates calibrées, avec une incertitude sur la durée réelle d'une phase donnée. Afin de ne pas surestimer les Ts, ceux-ci ont été calculés d'après la durée maximale d'une phase, donnée par les extrêmes de la fourchette d'âge

calibrés qui l'encadrent (Fig. 5.11). Les Ts n'ont pas été estimés pour la phase 2US, du fait de son caractère polyphasé et de l'incertitude sur la durée de sa période de dépôt initial.

Pour 4US (secteur C) et 5US (secteurs C et D de la vallée principale de la Grande Choisille), Ts a été calculé d'après les estimations de $4US_{calc}$ et $5US_{calc}$, car les dépôts associés ont été érodés et les valeurs calculées à partir de $4US_{rés}$ et $5US_{rés}$ ne seraient pas significatives (*cf.* § 7.1.1.1) ; en revanche les durées totales respectives des phases 4US (estimée à 5000 ans) et 5US (estimée à 2700 ans) ont été considérées dans le calcul.

La phase 8US a débuté depuis 950 cal BP dans tous les secteurs et Ts a donc été calculé sur cette durée. La phase 7US a débuté de manière diachronique suivant les secteurs et suivant l'emplacement amont-aval des sites prospectés par forage : sa durée est donc variable suivant les transect, ce qui a été pris en compte pour le calcul de Ts au droit d'un transect. Pour calculer Ts à l'échelle de secteurs durant 7US, des valeurs moyennes de durée de 7US obtenues su les transects concernés ont été choisies. Dans le secteur A où la régression aval-amont de l'accumulation sédimentaire a été lente, ce choix peut affecter les valeurs obtenues en sous-estimant les valeurs de Ts.

7.1.1.4. Estimation des masses de sédiments stockés au droit d'un transect

L'expression des stocks en proportions massiques ne présente pas réellement d'intérêt pour l'appréciation de l'évolution morphologique des plaines alluviales, mais elle est utile à l'estimation de la production sédimentaire solide minimale par les versants. Dans le cas de la Choisille, il a été nécessaire de calculer des proportions massiques pour pouvoir discriminer les quantités de matière allochtone et de matière autochtone (*cf.* § 7.1.1.5), ou encore calculer une production sédimentaire solide minimale par les versants lorsque cela est possible (*cf.* § 7.1.1.6). La conversion des volumes en masses a été effectuée en utilisant les valeurs mesurées des masses volumiques apparentes des faciès, tel que :

$$AMS_{1m}(xUS\ ;\ \text{faciès } a) = AVS_{1m}(xUS\ ;\ \text{faciès } a) * \rho_{moy}(\text{faciès } a)$$

avec :

- AMS1m(xUS ; faciès *a*) : accumulation massique spécifique sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m pour le faciès *a* durant la phase x dans un transect (en t).

- AVS1m(xUS ; faciès *a*) : accumulation volumique spécifique sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m pour le faciès *a* durant la phase x dans un transect (en m^3).
- ρ_{moy}(faciès *a*) : masse volumique apparente moyenne du faciès *a* (en $t.m^{-3}$).

Les valeurs de ρ sont assez variables spatialement en fonction de la nature des dépôts et temporellement en fonction de l'évolution post-dépôt du sédiment (Verstraeten et Poesen, 2001), notamment pour ceux riches en MO. Ceci se remarque dans le bassin de la Choisille, où ces valeurs sont relativement variables selon les faciès, assez indépendamment de la profondeur ou de la teneur en MO. Pour chaque faciès, une masse volumique apparente moyenne (ρ_{moy}) a donc été attribuée (Tab. 7.1), moyenne calculée d'après les mesures acquises sur les carottes NAU1 (Tab. 2.4), BIL8 (Tab. 2.5), BJE9 (Tab. 2.6) et CHA9 (Tab. 2.7). Par analogie de leur contexte de dépôt et de leur gamme de valeurs de masse volumique, les faciès SiT et TSi ont été regroupés (0,4 $t.m^{-3}$). Les deux valeurs de masse volumique apparente (ρ) acquises dans le faciès SiAO ont été regroupées avec celles du faciès SiAo (27 valeurs), qui est lithologiquement proche et dans la même gamme de valeurs (en moyenne 1 $t.m^{-3}$). Les valeurs de ρ_{moy} sont semblables dans les faciès SiAo+SiAO et SiSaA (1 $t.m^{-3}$) (Tab. 7.1). La valeur de ρ_{moy} (1,6 $t.m^{-3}$) dans le faciès SaG (3 valeurs) est proche de celle obtenue dans la région sur de même type de dépôts par Macaire *et al.* (2005) (1,5 $t.m^{-3}$ avec cependant de nombreux fragments carbonatés plus légers). En l'absence de valeurs mesurées dans les faciès FV et CB, une ρ_{moy} identique à celle de SaG a été attribuée.

	Faciès					
	SiAo et SiAO	SiSaA	SiT et TSi	SaG	FV	CB
ρ_{moy} ($t.m^{-3}$)	1	1	0,4	1,6	1,6	1,6

***Tableau 7.1** : valeurs moyennes des masses volumiques apparentes (ρ_{moy} en $t.m^{-3}$) dans les différents faciès*

7.1.1.5. Estimation des masses de matériaux allochtones ($AMS_{1m/all}$) stockés au droit d'un transect

Puisque leur origine et leur signification sont très différentes dans les environnements sédimentaires, il est nécessaire de quantifier séparément la masse de la fraction allochtone du sédiment, essentiellement détritique et minérale, de celle de la fraction autochtone, essentiellement organique sur une rivière comme la Choisille (Macaire *et al.*, 2005 et 2006). Cette séparation permet d'apprécier la contribution respective des deux compartiments sur

l'évolution sédimentaire de la plaine alluviale et d'estimer, grâce aux stocks détritiques allochtones, une production sédimentaire solide minimale (Ps) par les versants pour des échelles de temps et d'espace définies (*cf.* § 7.1.1.6). Dans le cas des sédiments de la Choisille, la séparation entre fraction détritique et fraction organique n'a été appliquée qu'aux faciès SiT et TSi, où cette distinction peut modifier sensiblement l'évaluation de Ps.

Les faciès sédimentaires SiT et TSi ont été définis d'après leur teneur en MO exprimée en pourcentage de la masse du sédiment total (respectivement 15 à 40 % et > 40 %). Pour évaluer la masse moyenne de MO dans le sédiment total, il a été choisi de leur attribuer une teneur médiane en MO égale à 30 %, approximation choisie d'après la répartition des valeurs de teneurs en MO dans chacun de ces deux faciès. Dans les faciès SiAo, SaG, FV et CB, la teneur en MO a été considérée comme négligeable et donc égale à 0. Dans les faciès peu à moyennement organiques SiAO et SiSaA (5 à 15 % de MO), l'évaluation de la masse de MO n'a pas été effectuée pour les calculs, car les valeurs de ρ_{moy} pour ces faciès sont peu différentes de celle du faciès SiAo peu ou pas organique (1 $t.m^{-3}$), montrant un faible impact de la MO, dans cette fourchette de teneur, sur le bilan massique.

L'accumulation massique spécifique de MO considérée comme essentiellement autochtone ($AMS_{1m/au}$ en t) a été calculée pour TSi et SiT tel que :

$$AMS_{1m/au}(xUS\ ;\ faciès\ a) = AMS_{1m}(xUS\ ;\ faciès\ a) * 30\ \%$$

avec :

$AMS_{1m/au}$(xUS ; faciès *a*) : accumulation massique spécifique de matière allochtone sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m pour le faciès *a* (TSi ou SiT) durant la phase x (x = phases 4, 7 ou 8) (en t).

AMS_{1m}(xUS ; faciès *a*) : accumulation massique spécifique sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m pour le faciès *a* (TSi ou SiT) durant la phase x (en t).

30 % : valeur médiane définie de teneur en MO pour les faciès TSi et SiT (% de masse)

L'accumulation massique spécifique allochtone considérée comme essentiellement minérale ($AMS_{1m/all}$ en t) a été calculée tel que :

$$AMS_{1m/all}(xUS\ ;\ faciès\ a) = AMS_{1m}(xUS\ ;\ faciès\ a) - AMS_{1m/MO}(xUS\ ;\ faciès\ a)$$

avec :

- $AMS_{1m/all}$(xUS ; faciès *a*) : accumulation massique spécifique de matière allochtone sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m pour le faciès *a* durant la phase x (en t).

- AMS_{1m}(xUS ; faciès *a*) : accumulation massique spécifique sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m pour le faciès *a* durant la phase x (en t).
- $AMS_{1m/MO}$(xUS ; faciès *a*) : accumulation massique spécifique organique sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m pour le faciès *a* durant la phase x (en t).

Dans les autres faciès (SiAo, SiAO, SiSaA, SaG, CB et FV), $AMS_{1m/all}$ a été considéré égal à AMS_{1m}.

Pour les faciès SiT et TSi, les valeurs de $AMS_{1m/all}$ ont été converties en $AVS_{1m/all}$ en considérant que le volume massique moyen de la fraction minérale (ν_{moy} en $m^{-3}.t$) était égal à la masse volumique moyenne (ρ_{moy} en $t.m^{-3}$) d'un faciès type SiAo (1 $t.m^{-3}$). En conséquence, $AVS_{1m/all} = AMS_{1m/all}$. Dans les autres faciès, $AVS_{1m/all} = AMS_{1m/all} * \nu_{moy}$.

7.1.1.6. Estimation des masses de sédiments allochtones stockés dans des tronçons de vallée ou dans des secteurs du bassin (AMT_{all}) et calcul de la production sédimentaire solide minimale sur les versants (Ps)

L'estimation de la masse de sédiments allochtones (supposés essentiellement minéraux) stockés dans des tronçons de vallée et dans des secteurs du bassin est une étape pour le calcul de la production sédimentaire sur les versants. Seules les valeurs de production seront discutées ensuite.

- **Masses de sédiments allochtones stockés dans des tronçons de vallée ou dans des secteurs du bassin**

Les méthodes employées pour le calcul d'$AM_{tron/all}$ (accumulation massique allochtone dans un tronçon en t) sont identiques à celles utilisées pour les calculs d'AV_{tron}, pour chaque classe de tronçon définie et pour chaque phase d'évolution (*cf.* § 7.1.1.2). Dans le secteur A, pour les tronçons T2 et T3 de classe 4 (Fig. 7.3), une régression linéaire basée sur le tronçon T1 a été utilisée (Fig. 7.6).

Comme pour le calcul d'AVT (*cf.* § 7.1.1.2), l'accumulation massique totale allochtone (AMT_{all} en t) en fond de vallée dans les secteurs A, B ou dans la vallée principale de la Grande Choisille (secteurs C et D) a été calculée par phase en sommant les valeurs obtenues sur leurs tronçons respectifs : T1 à T11 dans le secteur A, T16 à T23 dans le secteur B, T12 à T15 dans la vallée principale de la Grande Choisille (C et D).

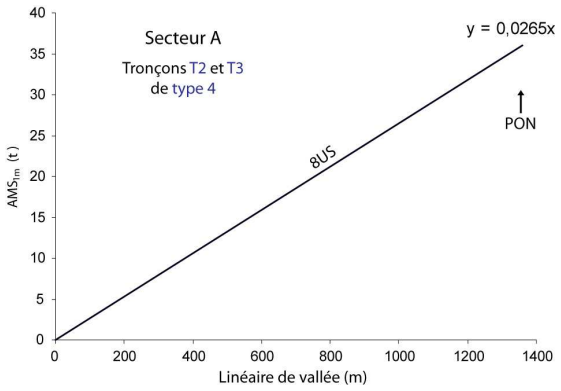


***Figure 7.6** : régressions linéaires appliquées au calcul d'AMS_{tron} pour 8US dans les tronçons de classe 4*

- **Calcul de la production sédimentaire solide minimale sur les versants**

La production sédimentaire solide minimale (Ps en $t.km^{-2}.an^{-1}$) a été calculée en divisant les valeurs d'AMT_{all} par (1) la surface de bassin versant concernée (en km^2) et (2) la durée de la phase concernée (en années), tel que :

$$Ps(xUS) = AMT_{all}(xUS) / S_{bv} / d(xUS)$$

avec :

- Ps(xUS) : production sédimentaire solide minimale sur les versants dans un secteur du bassin durant la phase x (phases 5, 7 ou 8) (en $t.km^{-2}.an^{-1}$)
- AMT_{all} : accumulation massique totale allochtone dans un secteur du bassin durant la phase x (en t)
- S_{bv} : surface de bassin versant concernée (sous-bassin A et B ou bassin entier de la Choisille) (en km^2)
- d(xUS) : durée moyenne de la phase x (en années)

Dans les secteurs A et B (sous-bassins hydrographiques de 17 et 28 km^2 respectivement), le calcul de Ps a été réalisé selon cette méthode pour les phases 7 et 8, les Ps n'ayant pas été estimées pour les autres phases, car elles sont considérées soit comme trop polyphasée (2US) ou trop fragmentaire (4US). La durée de la phase 8 a été fixée à 950 ans. La durée de la phase 7 a été estimée d'après la moyenne des âges du début de 7US dans chacun des secteurs : durée de 1600 ans en A et 2400 ans en B.

Durant la phase 5, la dynamique sédimentaire fut contrastée dans le bassin de la Choisille, les sous-bassins A et B ayant connu une tendance érosive (5I) et la vallée principale (secteurs C et D) une accrétion sédimentaire (5US) (*cf.* § 5.2.6). La tendance à l'incision fut

également probable dans l'ensemble des sous-bassins non prospectés par forage. Selon cette hypothèse, l'AMT_{all} dans la vallée principale, seul lieu de stockage durant la phase 5 (2700 ans), peut être utilisée pour approcher Ps durant cette phase puisqu'elle est représentative de l'intégralité des stocks dans l'ensemble du bassin (288 km^2) : l'équation ci-dessus a donc été appliquée. Le calcul de la production sédimentaire n'a pas été réalisé d'après les stocks des phases 2, 4 et 6.

A l'échelle de l'ensemble du bassin de la Choisille, Ps durant les phases 7 et 8 n'a pas été quantifiée avec la méthode présentée ci-dessus, car les stocks sont inconnus dans de nombreux sous-bassins non-prospectés par forage, et l'AMT (en t) de l'ensemble du bassin ne peut donc être calculée directement. Il a été vu précédemment que les sous-bassins A et B, respectivement situés l'un en domaine à dominante silicatée (*cf.* § 1.7.2.1) et l'autre riche en affleurements carbonatés (*cf.* § 1.7.2.2), ont subi une évolution différente de l'impact anthropique sur le couple érosion/sédimentation, probablement en raison de leur caractéristiques lithologiques, conditionnant fortement leur potentialités agricoles (*cf.* § 6.2.2.3). Ces deux sous-bassins, peuvent donc être considérés comme des références lithologiques : les valeurs de Ps obtenues dans ces deux sous-bassins ont servi au calcul de la Ps sur l'ensemble du bassin. L'hypothèse que l'érosion mécanique dans les sous-bassins a été fonction du rapport surface des formations silicatées / surface des formations carbonatées affleurantes a été formulée. Selon ce postulat, le raisonnement ci-après a été développé pour une phase d'évolution donnée (7US ou 8US) :

- Dans le secteur A, la production sédimentaire est Ps_A et elle correspond à un sous-bassin où affleurent à 87 % des formations silicatées. On considère que cette production est fonction de la proportion des affleurements de formations silicatées, telle que :

$$Ps_A = \kappa_A * 87\ \%$$

où κ_A, une dimension complexe ($t.km^{-2}.an^{-1}$ / % de surface de formations silicatées), est un simple facteur mathématique nécessaire au calcul.

- Dans le secteur B, la production sédimentaire est Ps_B et elle correspond à un sous-bassin où affleurent à 59 % des formations silicatées. On considère que cette production est fonction de la proportion des affleurements de formations silicatées, telle que :

$$Ps_B = \kappa_B * 59\ \%$$

- Le bassin versant de la Choisille présente dans son ensemble une composition lithologique (à l'affleurement) intermédiaire entre celles des secteurs A et B. Une droite de régression a été réalisée avec les valeurs des secteurs A et B, permettant de connaître le facteur κ pour l'ensemble du bassin de la Choisille où affleurent à 71 % des formations silicatées (*cf.* § 1.2.2.3) (Fig. 7.7). Le facteur κ étant déterminé graphiquement, Ps a été calculé pour l'ensemble du bassin avec :

$$Ps = \kappa * 71\ \%$$

Pour la phase 8, la durée est toujours de 950 ans. Pour la durée de la phase 7, l'âge le plus ancien (~ 3700 cal. BP) a été retenu pour le début (base de 7US dans le transect BIL), soit une durée de 2750 ans pour cette phase.

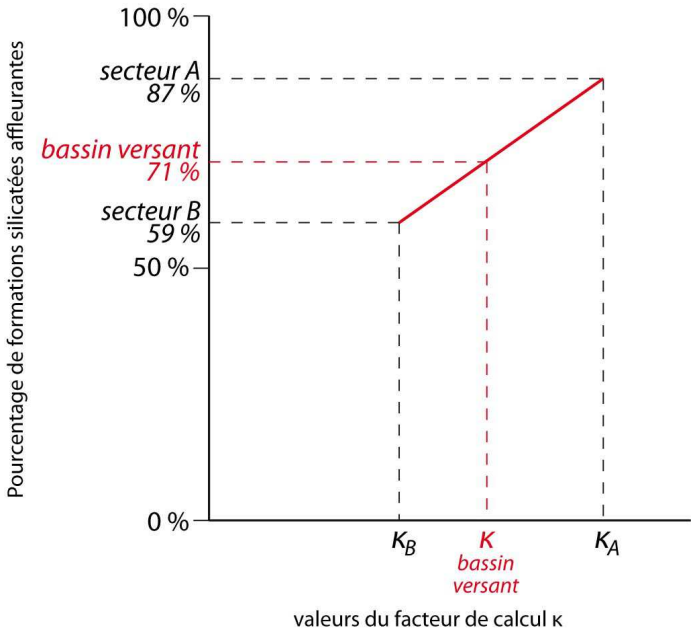


***Figure 7.7** : régression utilisée pour le calcul de la production sédimentaire solide minimale (Ps en $t.km^{-2}.an^{-1}$) dans l'ensemble du bassin de la Choisille durant les phases 7 et 8*

Critique de la méthode

Une première remarque concerne l'utilisation de dates moyennées pour estimer le début de la phase 7US, ce qui masque en partie la variabilité de l'impact anthropique sur le déclanchement de la sédimentation. Cependant, pour obtenir des résultats à l'échelle des sous-bassins A et B ou du bassin entier, il est difficile de s'affranchir de cette approximation.

Une seconde remarque, concernant le calcul de la valeur moyenne de Ps sur l'ensemble du bassin durant les phases 7 et 8, est que l'érosion mécanique dans les bassins versants n'est évidemment pas seulement fonction de la proportion de matériaux silicatés affleurant, et donc de la nature des sols et des potentialités agricoles comme considéré ici. Elle dépend également de nombreux autres facteurs : érodabilité intrinsèque des matériaux, pentes, tectonique, climat pouvant varier dans de grands bassins, impact anthropique local, etc. Notamment, le sol, d'autant plus différent du substrat lorsqu'il est épais, amène à relativiser la présente approche qui tient compte seulement de la nature du substrat géologique. Cependant, dans le cas de la Choisille, les fonds lithologique, morphologique et climatique du bassin versant sont identiques dans les sous-bassins A et B étudiés, à leurs nuances près. Ceux-ci se différencient surtout par certaines nuances lithologiques. De plus, la forte augmentation de l'érosion mécanique a été liée à l'anthropisation et donc au terroir pendant les phases 7 et 8 : cela laisse penser que l'influence de la lithologie a été exacerbée par l'anthropisation relativement à un contexte naturel, avec des sols épais et un couvert végétal plus uniforme. Ainsi, les valeurs de Ps calculées pour l'ensemble du bassin durant les phases 7 et 8 paraissent très plausibles : l'investissement de terrain que nécessiterait le calcul de Ps à partir de la quantification des stocks dans d'autres sous-bassins n'apporterait probablement pas de valeurs de Ps plus précises.

7.1.2. Quantification d'après des critères géophysiques et stratigraphiques (méthode G-S)

7.1.2.1. Principe, intérêts et limites de la méthode

Comme cela est précisé dans le Chapitre 4, les valeurs de conductivité électrique apparente dans la plaine alluviale dépendent étroitement de l'épaisseur de matériaux riches en matrice silto-argileuse stockés, c'est-à-dire de l'ensemble des dépôts sans 2US, ce dernier étant essentiellement constitué du faciès SaG électriquement résistant. Les valeurs de conductivité varient également suivant l'origine des matériaux qui se « signent »

différemment, suivant les caractéristiques lithologiques des surfaces ruisselées en amont du secteur considéré, mais aussi suivant la nature et la répartition géométrique des corps sédimentaires (détritiques ou organiques par exemple) dans la plaine alluviale.

Pour chaque secteur, les épaisseurs de sédiments (sans 2US) relevées dans les forages ont été mises en correspondance avec les valeurs de conductivité mesurées. Les régressions obtenues permettent de réaliser des modèles prédictifs d'épaisseur de ces sédiments (sans 2US) d'après les valeurs de conductivité électrique (Fig. 7.8). Un point d'épaisseur nulle, correspondant à une moyenne de conductivité hors de la plaine alluviale, c'est-à-dire sur le versant, a été ajouté afin d'améliorer et de contraindre les corrélations ; le substrat sous le sol du versant a été supposé identique à celui observé à la base du remplissage. Ces modèles prédictifs sont une base pour calculer des volumes de sédiments stockés en fond de vallée, sans les dépôts sablo-graveleux 2US, en permettant de convertir les cartes de conductivité en cartes d'épaisseur prédite.

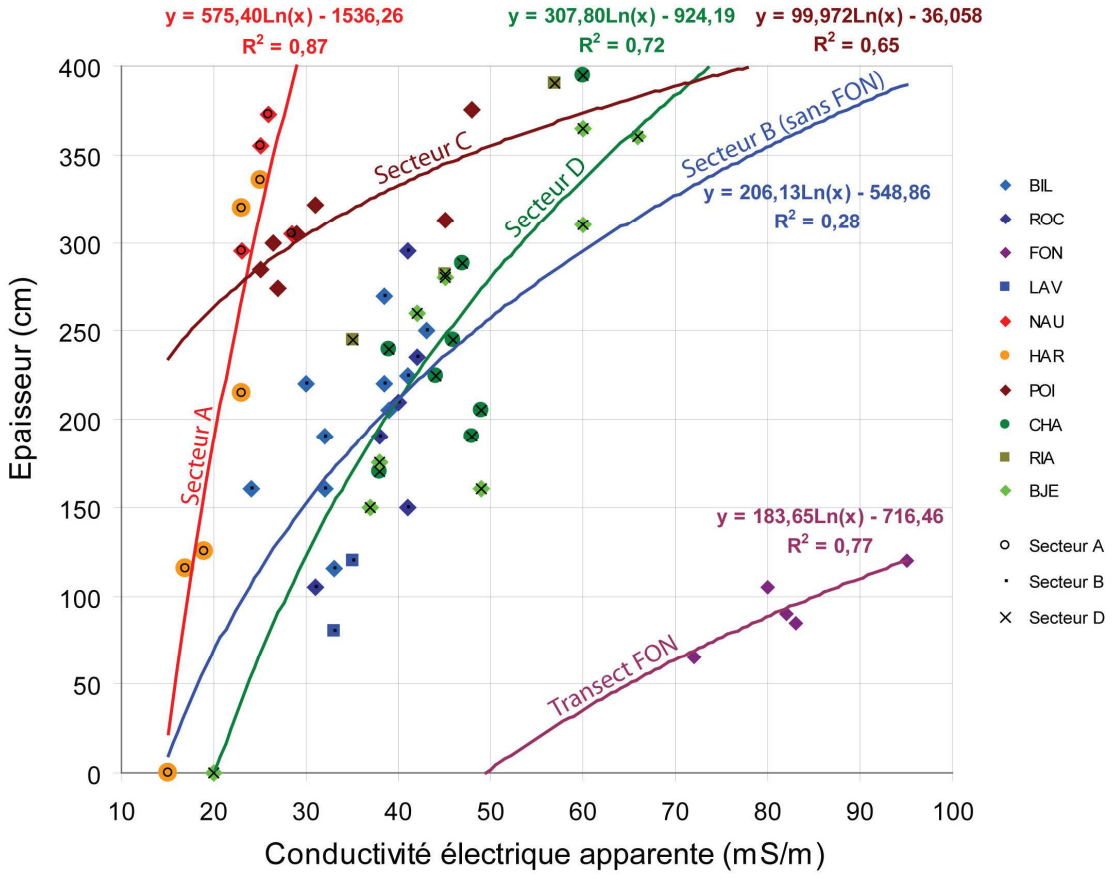


***Figure 7.8** : corrélations entre les valeurs de conductivité apparente et les épaisseurs de sédiments (sans 2US) observées à l'emplacement des forages*

Pour l'ensemble des régressions effectuées, le logarithme népérien a fourni les meilleures corrélations. Celles-ci sont plutôt bonnes dans les secteurs A et D avec un R^2 respectivement de 0,87 et 0,72. Les équations de régression correspondantes peuvent donc permettre d'estimer de manière correcte des volumes de sédiments à dominante silteuse stockés. Dans le secteur A, le site PON n'est pas pris en compte puisque non prospecté en géophysique. Aucune régression n'a été effectuée à MOR car il n'existe que 2 forages auxquels se référer, ce qui est peu significatif. Pour chaque secteur considéré (A et D), l'épaisseur des dépôts (sans 2US) est directement calculée à partir de la fonction logarithmique associée et représentée sous forme cartographique.

Dans le secteur B, les corrélations sont très mauvaises, et le sont d'autant plus si les données obtenues sur le transect FON, qui se signe très différemment des autres transects, ne sont pas prises en compte séparément. Ceci montre que la variabilité locale de la sédimentation, différente dans chaque transect du secteur, masque en grande partie les tendances globales d'épaisseur qui pourraient apparaître. A l'échelle du transect FON la corrélation est plutôt bonne (R^2=0,77) (Fig. 7.8) mais aucune carte de conductivité n'a pu être produite sur ce site perturbé par les aménagements humains (étang). Enfin, les corrélations respectives à chaque site sont mauvaises et peu significatives, car basées sur trop peu de points. Pour ces raisons, les volumes stockés n'ont pas été estimés avec la méthode G-S dans le secteur B.

Dans le secteur C, la régression, basée sur un nombre limité de points (6), est moyenne (R^2 = 0,65), en conséquence probable de la nature lithologique contrastée des dépôts d'une rive à l'autre (plus tourbeux en rive gauche et plus silto-argileux en rive droite) (Fig. 3.14). Cette corrélation se dégrade en ajoutant un point d'épaisseur nulle correspondant aux limites du comblement alluvial, qui a systématiquement été affecté aux autres secteurs. Pour ces raisons il a été choisi de ne pas appliquer la méthode G-S dans le secteur C.

La méthode G-S ne permet donc pas de faire une estimation détaillée de tous les stocks sédimentaires puisqu'elle estime uniquement le volume accumulé au dessus de 2US, ce qui correspond aux dépôts riches en matrice silto-argileuse, tardiglaciaires et holocènes, sans distinction possible. Cette méthode de quantification se révèle également limitée aux secteurs où les corrélations obtenues sont significatives et bonnes. En revanche, un des principaux intérêts de cette quantification est de pouvoir comparer, lorsque que cela est possible, les

valeurs de stocks estimées à celles obtenues avec la méthode MG-CS (pour l'ensemble des phases sans 2US), et de discuter réciproquement la qualité des deux approches le cas échéant.

7.1.2.2. Cartes d'épaisseur prédite

Les cartes d'épaisseur prédite (Fig. 7.9 et 7.10) permettent d'estimer des volumes de sédiments stockés sur des tronçons de plaine alluviale des secteurs A et D. Elles ont été réalisées par F. Hinschberger (Université de Tours) en utilisant les équations de régressions conductivité/épaisseur sur différents tronçons (Fig. 7.8). Les volumes calculés ont ensuite été convertis en AVS_{1m} d'après la longueur des tronçons considérés.

Dans le secteur A, le modèle a calculé des maxima de 6 m d'épaisseur de dépôt au dessus de 2US, ce qui paraît surestimé en comparaison aux observations effectuées dans les forages. Néanmoins, une relative homogénéité des valeurs d'épaisseur prédite, notamment vers le transect NAU (Fig. 7.9) conforte les résultats obtenus d'après la méthode MG-CS. Au débouché du vallon de la Morinière, les valeurs peuvent être plus faibles (< 2 m d'épaisseur), ce qui peut être erroné car la variation de la conductivité électrique dans cette zone correspond plutôt à une variation de la nature des dépôts liée à la présence d'un éventail colluvio-alluvial.

Dans le secteur D, le modèle a calculé des épaisseurs maximales de 4 m de dépôts au dessus de 2US, la moyenne étant située entre 2 et 2,5 m d'épaisseur. Ceci s'accorde bien avec les observations réalisées sur les transects.

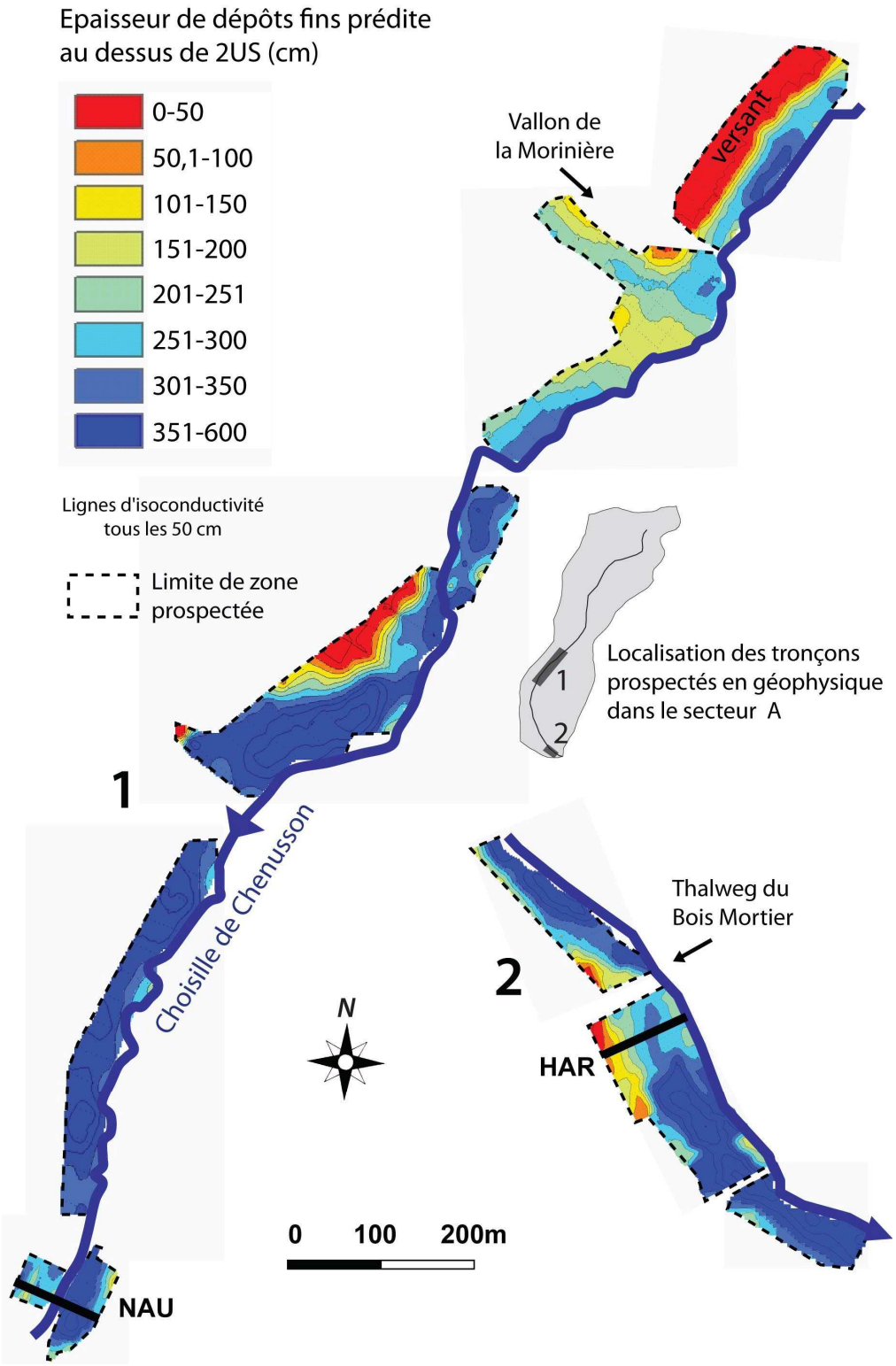


Figure 7.9 *: épaisseur prédite (en cm) de sédiments (sans 2US) dans le secteur A*

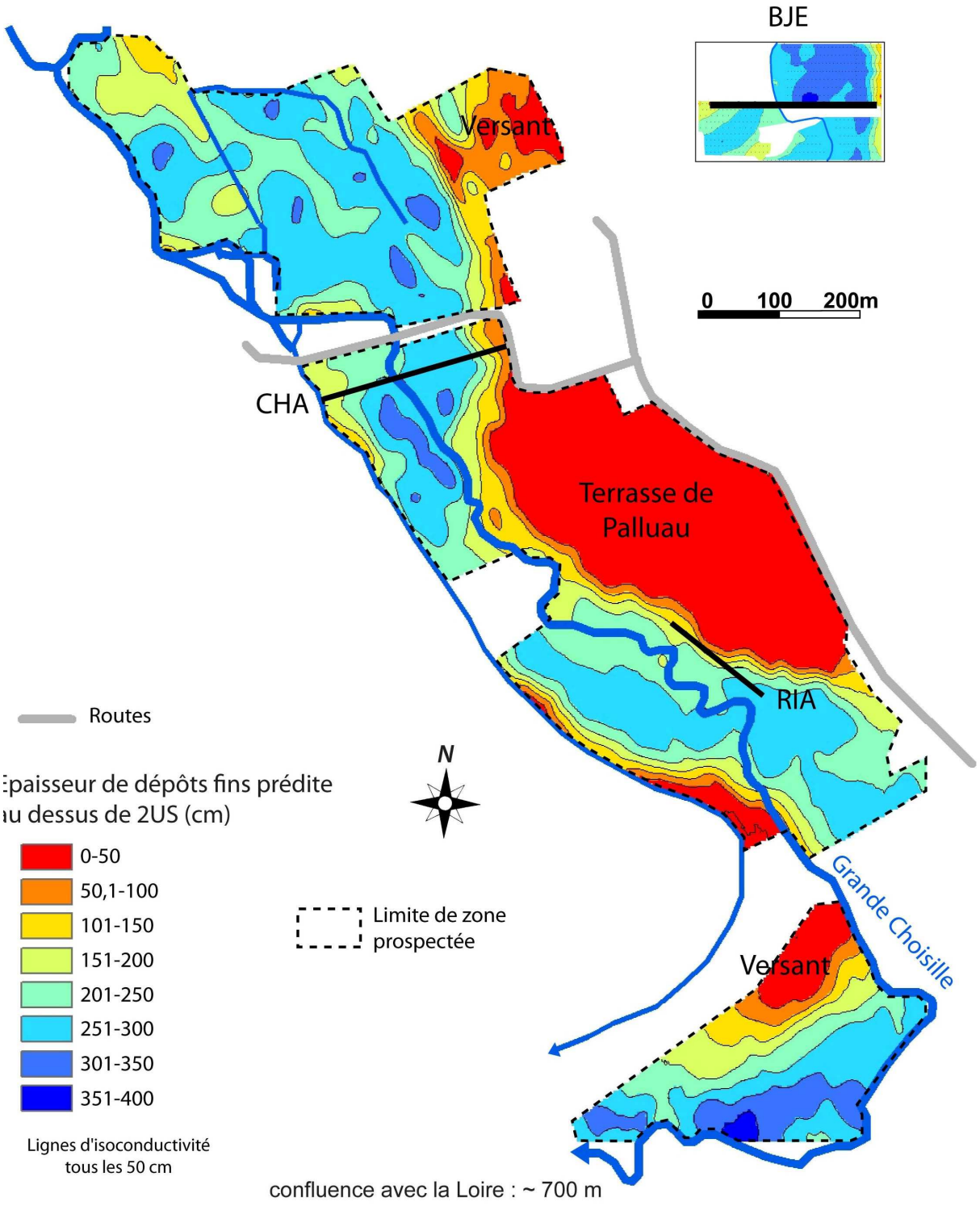


Figure 7.10 *: épaisseur prédite (en cm) de sédiments (sans 2US) dans le secteur D*

7.2. Résultats de la quantification

Les volumes estimés par les méthodes MG-CS et G-S sont présentés tout d'abord dans le § 7.2.1, les méthodes d'acquisition étant discutées ensuite dans le § 7.2.2 au vu des résultats. Les masses de sédiments stockés calculées par la méthode MG-CS sont exposées au § 7.2.3. Le détail des valeurs des volumes et masses stockés par tronçon est précisé dans l'Annexe 4.

7.2.1. Volumes de sédiments stockés ou déstockés en fond de vallée et taux moyens de sédimentation

De manière générale, l'accumulation volumique spécifique sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m (AVS_{1m}) estimée pour les dépôts $2US_{rés}$ par la méthode MG-CS augmente systématiquement de l'amont vers l'aval dans les sous-bassins et dans la vallée principale : de 14 à 53 m^3 (PON et HAR) dans le secteur A (AVT = 255 .10^3 m^3), de 7 à 72 m^3 (FON et BIL) dans le secteur B (AVT = 191 .10^3 m^3), de 213 à 352 m^3 (POI et CHA) dans la vallée de la Grande Choisille (AVT = 4318 .10^3 m^3) (Tab. 7.2). Les dépôts 2US représentent de 13 % (HAR) à 19 % (PON) du volume de sédiments stockés dans la plaine alluviale dans le secteur A, de 8 % (ROC) à 36 % (BIL) dans le secteur B, de 23 % (POI) à 42 % (CHA) dans la vallée principale de la Grande Choisille. Pour les phases d'évolution ultérieures (3 à 8) les valeurs d'AVS_{1m}, présentées ci-après par secteur, évoluent de façon moins univoque de l'amont vers l'aval dans les sous-bassins et la vallée principale (Tab. 7.2).

7.2.1.1. Secteur A

- **Valeurs estimées par les méthodes G-S et MG-CS**

L'AVS_{1m} (en m^3) calculée par la méthode G-S correspond au volume de sédiments stockés au dessus de 2US (dépôts $4US_{rés}$ + 7US + 8US du Subatlantique dans le secteur A).

Cette valeur est plus ou moins proche, selon les transects, du volume analogue estimé par la méthode MG-CS. Sur le transect NAU, l'AVS_{1m} estimée par la méthode G-S est proche de celle calculée par la méthode MG-CS (respectivement 215 et 236 m^3, 9 % d'écart), tandis que sur le transect HAR elle est sensiblement inférieure (respectivement 255 et 352 m^3, 28 % d'écart) (Tab. 7.2).

Méthode MG-CS

Phase	Valeurs quantifiées	Secteur A				Secteur B				Secteur C		Secteur D		Bassin versant
		PON	MOR	NAU	HAR	FON	ROC	LAV	BIL	POI	BRO	BJE	CHA	
2US	AVS_{1m} (m^3) ($2US_{rés}$)	14	-	41	53	7	8	16	72	213	-	313	352	-
	$AMS_{1m/all}$ (t) ($2US_{rés}$)	22	-	66	85	11	13	26	115	341	-	501	563	-
	AVT ($x10^3$ m^3) ($2US_{rés}$)	255				191				4 318				-
	AMT_{all} ($x10^3$ t) ($2US_{rés}$)	408				306				6 909				-
3I	VSI_{1m} (m^3)	-	-	-	-100	-	-	-5	-72	-125	-	-295	-151	-
	VTI ($x10^3$ m^3)	-151				-120				-3 115				-
4US	AVS_{1m} (m^3) ($4US_{rés}$)	-	-	1	-	-	-	-	4	12	32	29	30	-
	Ts ($mm.an^{-1}$) ($4US_{calc}$)	-	-	0,04	-	-	-	-	0,1	0,08	0,10	0,03	0,03	-
	$AMS_{1m/all}$ (t) ($4US_{rés}$)	-	-	0,3	-	-	-	-	2	4	15	18	15	-
	AVT ($x10^3$ m^3) ($4US_{rés}$)	-				6				394				-
	Ts ($mm.an^{-1}$) ($4US_{calc}$)	-				-				0,04				-
	AMT_{all} ($x10^3$ t) ($4US_{rés}$)	-				3				208				-
5US	AVS_{1m} (m^3) ($5US_{rés}$)									92	79	79	105	-
	Ts ($mm.an^{-1}$) ($5US_{calc}$)									0,4	0,2	0,5	0,5	-
	$AMS_{1m/all}$ (t) ($5US_{rés}$)									93	79	79	105	-
	AVT ($x10^3$ m^3) ($5US_{rés}$)	-				-				1 316				-
	Ts ($mm.an^{-1}$) ($5US_{calc}$)									0,3				-
	AMT_{all} ($x10^3$ t) ($5US_{rés}$)									1 318				-
	Ps ($t.km^{-2}.an^{-1}$) ($5US_{calc}$)									-				5
6I	VSI_{1m} (m^3)	-	-	-	-	-	-	-	-18	-121	-28	-210	-168	-
	VTI ($x10^3$ m^3)	-				-28				-1 983				-
7US	AVS_{1m} (m^3)	22	21	127	96	18	45	22	62	397	282	280	234	-
	Ts ($mm.an^{-1}$)	-	-	4,2	0,3	-	0,6	-	0,3	0,7	0,7	0,5	0,5	-
	$AMS_{1m/all}$ (t)	22	34	171	96	18	53	25	62	359	186	280	233	-
	AVT ($x10^3$ m^3)	751				312				4 806				-
	Ts ($mm.an^{-1}$)	0,4				0,2				0,4				-
	AMT_{all} ($x10^3$ t)	972				330				4 129				-
	Ps ($t.km^{-2}.an^{-1}$)	36				5				-				16
8US	AVS_{1m} (m^3)	37	21	109	256	18	49	14	64	187	101	150	125	-
	Ts ($mm.an^{-1}$)	1,1	-	2,1	2,4	-	1,5	-	0,8	0,9	0,6	0,7	0,6	-
	$AMS_{1m/all}$ (t)	36	34	124	309	18	57	15	68	162	87	150	125	-
	AVT ($x10^3$ m^3)	980				309				2 371				-
	Ts ($mm.an^{-1}$)	0,9				0,4				0,6				-
	AMT_{all} ($x10^3$ t)	1 186				330				2 235				-
	Ps ($t.km^{-2}.an^{-1}$)	73				12				-				34

Méthode G-S

Phase	Valeur quantifiée	PON	ROC	NAU	HAR	FON	ROC	LAV	BIL	POI	BRO	BJE	CHA
4US à 8US	AVS_{1m} (m^3)	-	-	215	255	-	-	-	-	-	-	365	455

***Tableau 7.2** : résultats des différentes valeurs quantifiées d'après les méthodes MG-CS et G-S*

- **Valeurs estimés par la méthode MG-CS**

L'AVS_{1m} (en m^3) de l'ensemble des sédiments stockés au droit des transects (dépôts $2US_{rés}$ + $4US_{rés}$ + 7US + 8US) croit de l'amont vers l'aval dans le secteur A : 73 m^3 à PON, 278 m^3 à NAU, 414 m^3 à HAR. Pour la phase 7US, l'AVS_{1m} évolue de manière non-univoque de l'amont vers l'aval de la vallée de la Choisille de Chenusson : 22 m^3 à PON, 127 m^3 à NAU et 96 m^3 à HAR (Tab. 7.2). À l'inverse, pour la phase 8US, l'AVS_{1m} est nettement croissante de l'amont vers l'aval : 37 m^3 à PON, 109 m^3 à NAU, 256 m^3 à HAR (Tab. 7.2). Sur le site MOR, dans le vallon colluvial, l'AVS_{1m} a été estimée à 21 m^3 pour chacune des phases 7US et 8US (Tab. 7.2). Sur le transect NAU, l'AVS_{1m} des dépôts $4US_{rés}$ est négligeable (< 1 m^3) (Tab. 7.2).

Dans le secteur A, les matériaux non-alluviaux *sensu-stricto* (faciès FV et CB) représentent une part importante du volume du remplissage sédimentaire : respectivement 58 et 23 % pour les phases 7US et 8US à NAU, et 35 % pour la phase 8US à HAR.

L'accumulation volumique totale (AVT) dans le secteur A est moins importante pour la phase 7US (751 $.10^3$ m^3) que pour la phase 8US (980 $.10^3$ m^3) (Tab. 7.2). Au total (dépôts $2US_{rés}$ + $4US_{rés}$ + 7US + 8US), 1986 $.10^3$ m^3 de sédiments se sont accumulés dans ce secteur, sous forme d'alluvions et de colluvions (+ coulées boueuses) dans la vallée (1265 $.10^3$ m^3), et sous forme de colluvions (+ coulée boueuses ?) dans les vallons (721 $.10^3$ m^3).

Le taux de sédimentation moyen (Ts) calculé au droit des transects varie plus ou moins fortement entre phases d'accrétion et les sites considérés : 0,04 $mm.an^{-1}$ (sous réserves, du fait du caractère fragmentaire des dépôts et de la chronologie particulière de cette unité) à NAU pour la phase 4US, 4,2 $mm.an^{-1}$ à NAU et 0,3 $mm.an^{-1}$ à HAR pour la phase 7US, 2,1 $mm.an^{-1}$ à NAU et 2,4 $mm.an^{-1}$ à HAR pour la phase 8US (Tab. 7.2). **Pour l'ensemble des fonds de vallée du secteur A, le Ts moyen a été estimé à 0,4 $mm.an^{-1}$ pour la phase 7US. et à 0,9 $mm.an^{-1}$ pour la phase 8US** (Tab. 7.2).

Pour la phase 3I, le volume spécifique incisé sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m (VSI_{1m} en m^3) au droit du transect HAR est estimé à -100 m^3 (Tab. 7.2). Le volume total incisé (VTI en m^3) durant cette période dans le secteur A est estimé à -151 $.10^3$ m^3 (Tab. 7.2) et concerne surtout la partie aval du sous-bassin (tronçons T8 et T11, Fig. 7.3).

7.2.1.2. Secteur B

L'estimation de volume par la méthode G-S n'a pas pu être réalisée dans le secteur B (*cf.* § 7.1.2.1). Seuls les résultats calculés d'après la méthode MG-CS sont présentés ci-dessous.

L'AVS_{1m} de l'ensemble des sédiments stockés au droit des transects (dépôts $2US_{rés}$ + $4US_{rés}$ + 7US + 8US) dans le secteur B ne s'accroit pas de manière systématique de l'amont vers l'aval : 43 m^3 à FON, 102 m^3 à ROC, 52 m^3 à LAV et 202 m^3 à BIL. En conséquence, et puisque l'AVS_{1m} des dépôts $4US_{rés}$ est peu importante (4 m^3 à BIL), l'AVS_{1m} pour les phases 7US et 8US n'évolue pas de manière univoque de l'amont vers l'aval de la Choisille de St-Roch : 18 m^3 (FON), 45 m^3 (ROC), 22 m^3 (LAV) et 62 m^3 (BIL) durant la phase 7US, 18 m^3 (FON), 49 m^3 (ROC), 14 m^3 (LAV) et 64 m^3 (BIL) durant la phase 8US (Tab. 7.2). Pour chaque transect, l'AVS_{1m} entre ces deux phases d'accrétion du Subatlantique est proche.

Dans le secteur B, les matériaux non-fluviatiles *sensu-stricto* (faciès CB et FV) représentent une part importante du volume du remplissage sédimentaire pour les phases 7US et 8US : respectivement 53 et 31 % à ROC (faciès FV), 32 % (faciès CB) et 7 % (faciès FV) à LAV, 3 et 5 % à BIL (faciès FV).

L'AVT dans le secteur B est faible pour les dépôts $4US_{rés}$ (6 $.10^3$ m^3), tandis qu'elle est plus forte et similaire pour chacune des phases 7US (312 $.10^3$ m^3) et 8US (309 $.10^3$ m^3) (Tab. 7.2). Au total (dépôts $2US_{rés}$ + $4US_{rés}$ + 7US + 8US), 818 $.10^3$ m^3 de sédiments se sont accumulés dans les vallées de ce secteur, sous forme d'alluvions, de colluvions et de coulées boueuses.

Dans le secteur B, le Ts moyen (en $mm.an^{-1}$) calculé au droit des transects est toujours faible pour la phase $4US_{rés}$: de 0,03 $mm.an^{-1}$ (CHA et BJE) à 0,1 $mm.an^{-1}$ (BRO) (sous réserves) (Tab. 7.2). Il est plus fort et varie d'un site à l'autre pour la phase 7US : 0,6 $mm.an^{-1}$ à ROC, 0,3 $mm.an^{-1}$ à BIL (Tab. 7.2). La tendance est identique pour la phase 8US : 1,5 $mm.an^{-1}$ à ROC et 0,8 $mm.an^{-1}$ à BIL (Tab. 7.2). **Pour l'ensemble des plaines alluviales du secteur B, le Ts moyen a été estimé à 0,2 $mm.an^{-1}$ pour la phase 7US et à 0,4 $mm.an^{-1}$ pour la phase 8US** (Tab. 7.2).

Le VSI_{1m} (en m^3) calculé pour la phase 3I est fortement croissant de l'amont vers l'aval : -5 m^3 à LAV et -72 m^3 à BIL (Tab. 7.2). Ces valeurs ont permis de calculer un VTI de -120 $.10^3$ m^3 au sein des plaines alluviales du secteur B durant cette phase (tronçons T20, T22

et T23, Fig. 7.3) (Tab. 7.2). De la même façon, le VSI_{1m} pour les phases 5I/6I a été estimé à -18 m^3 à BIL, et le VTI a été estimé à -28 $.10^3$ m^3 dans l'ensemble du secteur B (tronçons T22 et T23, Fig. 7.3).

7.2.1.3. Secteurs C et D (vallée principale de la Grande Choisille)

- **Valeurs estimées par les méthodes G-S et MG-CS**

L'estimation de volume par la méthode G-S n'a pas pu être réalisée dans le secteur C (*cf.* § 7.1.2.1). Dans le secteur D, l'AVS_{1m} (en m^3) calculée par la méthode G-S, correspondant au volume de sédiments stockés au dessus de 2US ($4US_{rés}$ + $5US_{rés}$ + 7US + 8US), est plus ou moins différente, selon le transect considéré, du volume analogue estimé par la méthode MG-CS. Sur le transect BJE, la valeur estimée par la méthode G-S est plus faible que celle calculée par la méthode MG-CS (respectivement 365 et 538 m^3, 32 % d'écart), tandis que sur le transect CHA ces valeurs sont assez proches (respectivement 455 et 494 m^3, 8 % d'écart) (Tab. 7.2).

- **Valeurs estimées par la méthode MG-CS**

L'AVS_{1m} de l'ensemble des sédiments stockés au droit des transects (dépôts $2US_{rés}$ + $4US_{rés}$ + $5US_{rés}$ + 7US + 8US) est assez proche entre les transects des secteurs C et D : 901 m^3 à POI, 851 m^3 à BJE et 846 m^3 à CHA (jusqu'à 6 % d'écart, valeur non calculée à BRO où $2US_{rés}$ n'est pas connu). Pour les dépôts $4US_{rés}$ ($4US_{rés}$ = 4US dans le secteur D), l'AVS_{1m} peut varier assez fortement entre les sites : 12 m^3 à POI, 32 m^3 à BRO, 29 m^3 à BJE et 30 m^3 à CHA (jusqu'à 62 % d'écart entre POI et BRO, et écart < 10 % entre BRO, BJE et CHA) (Tab. 7.2). Les valeurs d'AVS_{1m} sont plus homogènes pour la phase $5US_{rés}$: 92 m^3 à POI, 79 m^3 à BRO, 79 m^3 à BJE et 105 m^3 à CHA (jusqu'à 25 % d'écart entre BRO ou BJE et CHA) (Tab. 7.2). Pour les phases 7US et 8US, l'AVS_{1m} est constamment plus forte sur le site POI, tandis qu'elle varie plus ou moins entre les sites BRO, BJE et CHA : 397 m^3 à POI, 282 m^3 à BRO, 280 m^3 à BJE, 234 m^3 à CHA pour la phase 7US (41 % d'écart entre POI et CHA), et 187 m^3 à POI, 101 m^3 à BRO, 150 m^3 à BJE, 125 m^3 à CHA pour la phase 8US (46 % d'écart entre POI et BRO) (Tab. 7.2).

L'AVT de sédiments dans la vallée principale varie beaucoup selon les phases : 394 $.10^3$ m^3 pour les dépôts $4US_{rés}$, 1316 $.10^3$ m^3 pour les dépôts $5US_{rés}$, 4806 $.10^3$ m^3 pour les dépôts 7US et 2371 10^3 m^3 pour les dépôts 8US (Tab. 7.2). Au total (phases $2US_{rés}$ + $4US_{rés}$ +

$5US_{rés}$ + 7US + 8US), 13205 $.10^3$ m^3 de sédiments sont stockés dans la vallée principale de la Grande Choisille.

Le taux de sédimentation moyen (Ts en $mm.an^{-1}$) calculé au droit des transects est faible pour la phase $4US_{rés}$: 0,1 $mm.an^{-1}$ à BIL (sous réserves) (Tab. 7.2). Il est plus fort et est assez homogène entre les sites (excepté à BRO) pour la phase $5US_{rés}$: 0,4 à 0,5 $mm.an^{-1}$ respectivement à POI et à BJE et CHA, 0,2 $mm.an^{-1}$ à BRO (Tab. 7.2). Le taux de sédimentation moyen augmente pour la phase 7US et est plus élevé dans le secteur C : 0,7 $mm.an^{-1}$ à POI et BRO, 0,5 $mm.an^{-1}$ à BJE et CHA (Tab. 7.2). Pour la phase 8US, le Ts moyen augmente (sauf à BRO) et ne présente pas de tendance entre les secteurs C et D : 0,9 $mm.an^{-1}$ à POI, 0,6 $mm.an^{-1}$ à BRO, 0,7 $mm.an^{-1}$ à BJE et 0,6 $mm.an^{-1}$ à CHA (Tab. 7.2). **Pour l'ensemble de la plaine alluviale de la vallée principale de la Grande Choisille, le Ts moyen est faible pour la phase 4US (0,04 $mm.an^{-1}$) (sous réserves) et augmente nettement pour la phase 5US (0,3 $mm.an^{-1}$). Ensuite, le Ts n'augmente pas significativement durant la phase 7US (0,4 $mm.an^{-1}$) mais plutôt durant la phase 8US (0,6 mm.an-1)** (Tab. 7.2).

Le VSI_{1m} (en m^3) calculé pour la phase 3I peut varier fortement d'un site à l'autre : il est assez semblable dans les transects POI (-125 m^3) et CHA (-151 m^3) et beaucoup plus élevé dans le transect BJE (-295 m^3) (Tab. 7.2). Un VTI de -3115 $.10^3$ m^3 de sédiment dans la vallée principale de la Grande Choisille a été calculé pour cette phase (Tab. 7.2). Le VSI_{1m} est également assez variable d'un transect à l'autre pour la phase 6I : -121 m^3 à POI, -28 m^3 à BRO, -210 m^3 à BJE et -168 m^3 à CHA (Tab. 7.2). Le volume total incisé (VTI) dans la plaine alluviale de la vallée principale de la Grande Choisille durant cette phase a été estimé à -1316 $.10^3$ m^3 (Tab. 7.2).

7.2.2. Comparaison des valeurs obtenues par les méthodes MG-CS et G-S

Les volumes calculés avec les méthodes MG-CS et G-S pour l'ensemble des sédiments situés au dessus de 2US (pile de sédiments du Tardiglaciaire et/ou de l'Holocène) peuvent être proches, comme à NAU et à CHA (respectivement 9 % et 8 % d'écart), ou assez différents, comme à HAR et à BJE (respectivement 28 et 32 % d'écart). Lorsque les deux méthodes donnent des résultats assez similaires, celles-ci se valident réciproquement. Cela

indique alors notamment que la géométrie des dépôts observée à l'emplacement du transect est représentative de celle de l'ensemble de la plaine alluviale environnante.

Puisque les deux méthodes présentent des résultats très similaires pour certains sites, les différences observées pour les autres sites ne semblent pas dues à l'inadéquation d'une méthode par rapport à l'autre. Quand les écarts de valeurs entre les deux méthodes sont significatifs, comme pour les sites HAR et BJE, ceci indique un effet de site pour une des deux méthodes (ou les deux) : la relation entre conductivité électrique et géométrie des dépôts le long du transect n'est plus tout à fait représentative de celle de l'ensemble des dépôts dans la plaine alluviale environnante.

Dans le transect HAR, l'abondance de matériaux de faciès CB, assez localisés dans l'espace et interprétés comme moins conducteurs que les faciès alluviaux à matrice silteuse, peut expliquer les valeurs d'épaisseur prédite plus faibles. Dans le cas du site BJE, la différence entre les méthodes pourrait être expliquée en partie par le fait que le transect de forage passe dans la zone la plus conductrice du site, sans que ceci se traduise par une plus nette augmentation de l'épaisseur moyenne de sédiments. La géométrie et la nature du remplissage sédimentaire dans le transect BJE pourraient donc expliquer cet effet de site : le faciès SaG (2US) et les dépôts tourbeux (4US) sont moins épais qu'à CHA (Fig. 2.41 et 2.45), ces caractéristiques ayant pu induire la hausse de la conductivité. La corrélation obtenue pour le secteur D (Fig. 7.8) atteint donc probablement ses limites pour les plus fortes valeurs de conductivité, peut-être en raison du nombre moins significatif de valeurs élevées pouvant être prises en compte. De plus, en sub-surface, le remblai anthropique à l'extrémité est du transect contient des résidus de fonderie : ces débris métalliques très conducteurs ont pu conditionner en partie les fortes valeurs de conductivité obtenues dans les forages BJE8 et BJE9 (Fig. 3.15), où l'épaisseur de sédiments fins (à dominance silto-argileuse) au dessus des dépôts 2US n'est pourtant pas nettement plus importante.

Les résultats obtenus par la méthode MG-CS permettent une appréciation plus fine des volumes stockés relativement à la méthode G-S, notamment par phases et par faciès. **C'est pourquoi seuls les résultats donnés par la méthode MG-CS sont donc pris en compte dans la discussion ci-après** (§ 7.3). La méthode G-S peut néanmoins être utile pour quantifier l'ensemble des stocks tardiglaciaires et holocènes, en parallèle à l'approche géophysique prospective plus classique qui consiste notamment à déterminer les paléostructures sédimentaires dans le remplissage alluvial (paléochenaux par exemple).

7.2.3. Masses de sédiments allochtones stockés en fond de vallée et production sédimentaire solide minimale sur les versants

Les estimations de masse de sédiments allochtones déposés par la Choisille ont été effectuées à partir des données en volume obtenues avec la méthode MG-CS. De manière générale, l'accumulation massique spécifique de matériaux allochtones (essentiellement minéraux) sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m ($AMS_{1m/all}$ en t) estimée pour les dépôts $2US_{rés}$ suit la même tendance évolutive que les valeurs d'AVS_{1m} (cf. § 7.2.1). Elles augmentent donc de l'amont vers l'aval dans les sous-bassins et dans la vallée principale (Tab. 7.2). Ceci résulte directement du fait que ces dépôts sont constitués essentiellement du faciès SaG (ponctuellement CB et FV) dont la masse volumique apparente a été fixée à 1,6 $t.m^{-3}$ (*cf.* § 7.1.1.4). Les valeurs d'AMS_{1m} pour les dépôts $2US_{rés}$ ont été estimées entre 22 et 85 t (PON et HAR) dans le secteur A (AMT = 408 $.10^3$ t), entre 11 et 115 t (FON et BIL) dans le secteur B (AMT = 306 $.10^3$ t), entre 341 et 563 t (POI et CHA) dans la vallée de la Grande Choisille (AMT = 6909 $.10^3$ t) (Tab. 7.2).

7.2.3.1. Secteur A

Comme pour les valeurs d'AVS_{1m} (*cf.* § 7.2.1.1), les valeurs d'$AMS_{1m/all}$ de l'ensemble des sédiments stockés au droit des transects (dépôts $2US_{rés}$ + $4US_{rés}$ + 7US + 8US) croissent de l'amont vers l'aval dans le secteur A, où les sédiments sont peu organiques et riches en dépôts de faciès FV et CB : 80 t à PON, 361 t à NAU, 490 t à HAR. De même, pour la phase 7US, l'$AMS_{1m/all}$ évolue de manière non-univoque de l'amont vers l'aval de la vallée de la Choisille de Chenusson (22 t à PON, 171 t à NAU et 96 t à HAR), alors que pour la phase 8US elle est croissante : 36 t à PON, 124 t à NAU, 309 t à HAR (Tab. 7.2). Sur le site MOR, l'AMS_{1m} a été estimé respectivement à 34 t pour chacune des phases 7US et 8US (Tab. 7.2). Sur le transect NAU, l'$AMS_{1m/all}$ des dépôts $4US_{rés}$ est négligeable (< 0,5 t) (Tab. 7.2).

Au total (phases 2USrés + 4USrés + 7US + 8US), l'accumulation massique totale de matériaux allochtones (AMT_{all}) dans ce secteur A a été estimée à 2566 $.10^3$ t. La majeure partie de ce stock (84 %) correspond aux dépôts des phases 7US (972 $.10^3$ t) et 8US (1186 $.10^3$ t).

La production sédimentaire solide minimale par les versants (Ps) dans le secteur A a été estimée à 36 t.km^{-2}.an^{-1} durant la phase 7US et à 73 t.km^{-2}.an^{-1} durant la phase 8US.

7.2.3.2. Secteur B

Dans le secteur B, les valeurs d'$AMS_{1m/all}$ évoluent de manière similaire à celles d'AVS_{1m} (*cf.* § 7.2.1.2) ; elles n'augmentent donc pas régulièrement de l'amont vers l'aval de la Choisille de St-Roch : 47 t à FON, 123 t à ROC, 66 t à LAV et 247 t à BIL. Pour la phase 7US, l'$AMS_{1m/all}$ a été estimée à 18 t à FON, 53 t à ROC, 25 t à LAV et 62 t à BIL (Tab. 7.2). Ces valeurs d'$AMS_{1M/all}$ sont très similaires à celles calculées pour la phase 8US : 18 t à FON, 57 t à ROC, 15 t à LAV et 68 t à BIL (Tab. 7.2).

Au total (phases 2USrés + 4USrés + 7US + 8US), 969 .10^3 t de sédiments allochtones (AMT_{all}) sont stockés dans les plaines alluviales du secteur B. Ce stock correspond environ pour 1/3 aux dépôts $2US_{rés}$ (306 .10^3 t) + $4US_{rés}$ (3 .10^3 t), et environ pour 1/3 à chacune des phases 7US et 8US (330 .10^3 t) (Tab. 7.2).

La production sédimentaire solide minimale par les versants (Ps) dans le secteur B a été évaluée à 5 t.km^{-2}.an^{-1} durant la phase 7US. Durant la phase 8US, Ps a été estimée à 12 t.km^{-2}.an^{-1}.

7.2.3.3. Masses stockées dans la vallée principale (secteurs C et D) - Production sédimentaire dans l'ensemble du bassin de la Choisille

L'$AMS_{1m/all}$ de l'ensemble des sédiments stockés au droit des transects (dépôts $2US_{rés}$ + $4US_{rés}$ + $5US_{rés}$ + 7US + 8US) augmente de l'amont vers l'aval dans la vallée principale : 959 t à POI, 1028 t à BJE et 1041 t à CHA (Tab. 7.2). L'$AMS_{1m/all}$ est faible pour les dépôts $4US_{rés}$ à forte composante autochtone (riches en MO) : 4 t à POI, et de manière assez constante 15 t à BRO, 18 t à BJE et 15 t à CHA (Tab. 7.2). Pour les dépôts $5US_{rés}$, $AMS_{1m/all} = AVS_{1m}$ (Tab. 7.2), car ils sont constitués de matériaux allochtones silto-argileux (de masse volumique estimée à 1 t.m^{-3}). L'$AMS_{1m/all}$ est inférieure à AVS_{1m} dans le secteur C pour les dépôts 7US (359 et 186 t respectivement à POI et à BRO) du fait de l'abondance en MO autochtone (faciès tourbeux), tandis que ces valeurs sont presque égales dans le secteur D (280 et 233 t respectivement à BJE et CHA) où les sédiments allochtones silto-argileux sont dominants (Tab. 7.2). L'écart entre $AMS_{1m/all}$ et AVS_{1m} est plus réduit pour la phase 8US,

durant laquelle l'occurrence de faciès tourbeux (forte composante autochtone) fut importante dans le secteur C : 162 t à POI, 87 t à BRO, 150 t à BJE et 125 t à CHA.

Au total (phases 2USrés + 4USrés + 5USrés + 7US + 8US), 14799 $.10^3$ t de sédiments allochtones (AMT_{all}) sont stockés dans la plaine alluviale de la Grande Choisille, qui se répartissent de la manière suivante : 6909 $.10^3$ t sont attribués aux dépôts $2US_{rés}$, 208 $.10^3$ t aux dépôts $4US_{rés}$, 1318 $.10^3$ t aux dépôts $5US_{rés}$, 4129 $.10^3$ t aux dépôts 7US et 2235 $.10^3$ t aux dépôts 8US (Tab. 7.2). Les faciès à masse volumique plus élevée (SaG, FV et CB) sont absents ou presque dans le remplissage tardiglaciaire et holocène de la vallée principale et la masse volumique des matériaux stockés a été estimée à 1 $t.m^{-3}$: la différence entre AVT et AMT_{all}, pourtant deux dimensions physiques différentes, donne donc une estimation globale de la masse de matériaux autochtones dans le remplissage sédimentaire (essentiellement des débris végétaux). Cette valeur est estimée à 186. 10^3 t pour la phase $4US_{rés}$, ≈ 0 pour la phase 5US, 677 $.10^3$ t pour la phase 7US et 136 $.10^3$ t pour la phase 8US.

La production sédimentaire solide minimale par les versants (Ps) estimée pour l'ensemble du bassin de la Choisille fut relativement faible durant la phase 5US : 5 $t.km^{-2}.an^{-1}$. La Ps a augmenté durant la phase 7US (16 $t.km^{-2}.an^{-1}$), puis durant la phase 8US (34 $t.km^{-2}.an^{-1}$).

7.3. Apport de la quantification en volume des stocks de sédiments à l'appréciation de l'évolution morphologique des fonds de vallées

L'objectif de ce paragraphe est de montrer, par la quantification en volume des stocks sédimentaires, comment les dépôts ont influencé, de façon variable dans le temps et l'espace, la morphologie des plaines alluviales. Cette évolution est étudiée en termes de volumes accumulés par transects (§ 7.3.1) ou par secteur (§ 7.3.2), puis en termes de taux de sédimentation moyens par secteurs (§ 7.3.3). Les données concernant les phases d'incision sont ensuite discutées (§ 7.3.4).

7.3.1. Evolution amont-aval des volumes stockés au droit des transects (AVS_{1m}) et comparaison des données par secteurs

Les variations spatiales des valeurs d'AVS_{1m} pour l'ensemble des sédiments stockés au droit des transects (2USrés + …+ 8US), représentant le bilan morphologique cumulé de l'ensemble des phases de dépôt, sont analysées de façon à montrer la contribution relative de chacune d'entre-elles. Les variations spatiales des valeurs d'AVS_{1m} pour une même phase de dépôt ($2US_{rés}$, 7US, …), montrant les variations longitudinales du stockage sédimentaire à une même époque, sont aussi discutées.

Les valeurs d'AVS_{1m} de l'ensemble des sédiments stockés au droit des transects (2USrés + …+ 8US) évoluent différemment de l'amont vers l'aval selon les secteurs considérés (Fig. 7.11).

Dans le secteur A, ces valeurs sont régulièrement croissantes (Fig. 7.11), ce qui indique un bilan morphologique positif de l'amont vers l'aval. Dans le détail, cette tendance est observée pour les dépôts $2US_{rés}$, confirmant la capacité d'exportation décroissante de ces matériaux grossiers plus en aval, mais n'est pas observée par exemple pour les dépôts 7US. Durant la phase 7, l'accumulation volumique (AVS_{1m}) a été plus forte dans la partie médiane du sous-bassin (NAU), où la vallée est plus étroite, qu'en aval (HAR) (Fig. 7.11). Ceci montre que pour une phase donnée, de fortes discontinuités longitudinales peuvent exister dans l'évolution morphologique de la plaine alluviale. En contexte anthropisé, ces discontinuités longitudinales ont été favorisées par les apports latéraux, issus de la déstabilisation marquée des versants, tout d'abord sur le site NAU durant la phase 7US (58 % des matériaux stockés ne sont pas alluviaux *sensu-stricto*), ensuite sur le site HAR durant la phase 8US (35 % des matériaux stockés ne sont pas alluviaux). Les apports au débouché des vallons latéraux ont également pu perturber le stockage des alluvions, notamment par la formation locale de « bouchons » colluvio-alluviaux (*cf.* § 3.2.1.2). Les modifications de la connectivité des versants, induites par les aménagements anthropiques et ayant pu varier dans le temps en parallèle à l'évolution socioculturelle (Houben, 2008), ont donc eu des conséquences morphologiques discontinues dans cette vallée étroite.

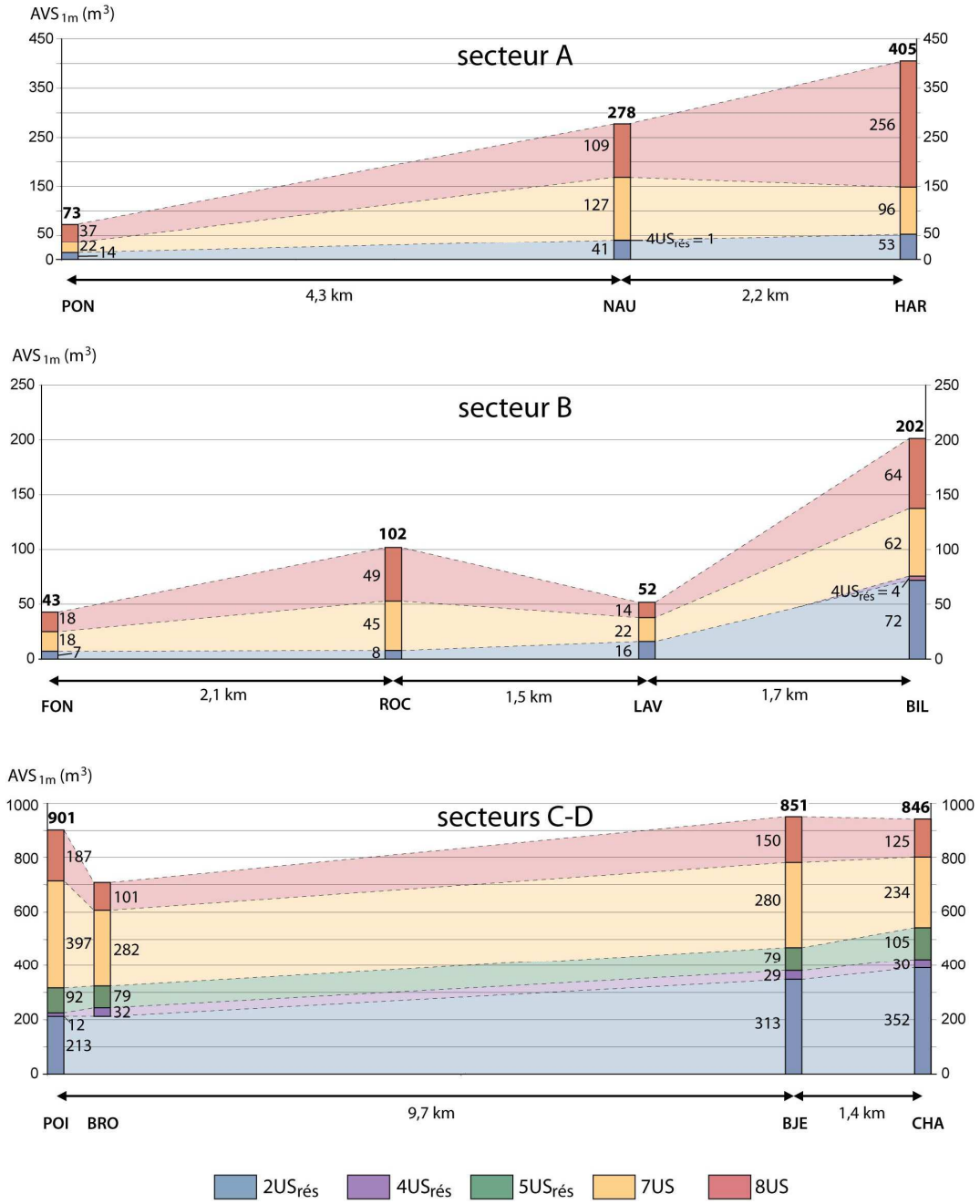


***Figure 7.11** : valeurs d'accumulation volumique spécifique sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m (AVS1m en m³) dans les secteurs A et B et dans la vallée principale de la Grande Choisille (secteurs C et D)*

Dans le secteur B, ces valeurs n'augmentent pas de manière univoque de l'amont vers l'aval de la Choisille de St-Roch : sur le site ROC, le volume total de matériaux stocké est environ 2 fois supérieur à celui du site LAV, pourtant situé plus en aval (Fig. 7.11). Dans le détail, cette tendance n'est ni observée pour les dépôts $2US_{rés}$, dont le volume stocké est toujours croissant de l'amont vers l'aval, ni pour les dépôts $4US_{rés}$, identifiés seulement en

aval et très minoritaires : elle apparaît pour les dépôts des phases 7US et 8US. Durant ces phases en contexte anthropisé, l'évolution morphologique de la plaine alluviale est caractérisée par de fortes discontinuités longitudinales et, à l'instar du secteur A (voir ci-dessus), les apports latéraux ont sensiblement modifié l'évolution morphologique locale dans la vallée. Le schéma général supposant que l'accumulation est toujours plus importante vers l'aval ne s'applique pas en contexte anthropisé dans ces petits sous-bassins.

Dans la vallée principale, les valeurs d'AVS_{1m} (2USrés + …+ 8US) évoluent peu de l'amont vers l'aval (Fig. 7.11). La vallée principale est observée comme un ensemble assez homogène, et la variabilité de l'accumulation sédimentaire n'est pas aussi marquée entre l'amont et l'aval de la vallée principale qu'entre l'amont et l'aval des sous-bassins. Seul le transect BRO présente des valeurs sensiblement différentes. Ceci peut être en partie expliqué par le fait que l'observation a été effectuée par une autre équipe (Cyprien-Chouin *et al.*, 2004), avec une méthodologie un peu différente, mais surtout parce que ce transect est situé, relativement au site POI, dans une zone rétrécie de la vallée, au droit d'un vallon latéral. Les différents sites de la vallée principale de la Grande Choisille ont donc connu une évolution morphologique relativement similaire dans le temps de l'amont vers l'aval. En considérant les dépôts des différentes phases, seuls les dépôts $2US_{rés}$ (bilan morphologique des phases 2US + 3I) ont un volume nettement croissant de l'amont vers l'aval. Les volumes de $4US_{rés}$ et $5US_{rés}$ sont très semblables suivant les sites : $4US_{rés}$ est peu volumineux (12 à 32 m^3) et le bilan morphologique positif des phases 5US + 6I est assez constant selon les sites (79 à 105 m^3). Il semble donc que des volumes plus importants dans le secteur C que dans secteur D aient été stockés durant les phases les phases 7US et 8US. La présence de dépôts riches en MO autochtone (à texture plus expansée) durant les phases 7US (surtout) et 8US dans le secteur C peut expliquer cela ; la plus grande richesse en MO dans les dépôts du secteur C pourrait en partie résulter de leur saturation plus fréquente par la nappe phréatique, jusqu'à l'affleurement en surface. Enfin, dans la vallée principale, les matériaux non-alluviaux, présents sous forme de colluvions intercalées dans les alluvions au pied des versants du secteur C, sont très peu abondants et représentent 1 % du volume détritique total accumulé. Ceci indique que, dans cette vallée plus large, l'impact de la dynamique des versants sur le stockage sédimentaire est moindre, car la rivière a plus redistribué les apports latéraux vers l'aval.

7.3.2. Comparaison des volumes totaux (AVT) stockés par secteurs et contribution des volumes stockés durant chaque phase

Suivant les secteurs étudiés, chaque dépôt de phases a une contribution relative différente à l'évolution morphologique de la plaine alluviale. Cette caractéristique est bien montrée par les valeurs d'accumulation volumique totale (AVT) (Fig. 7.12).

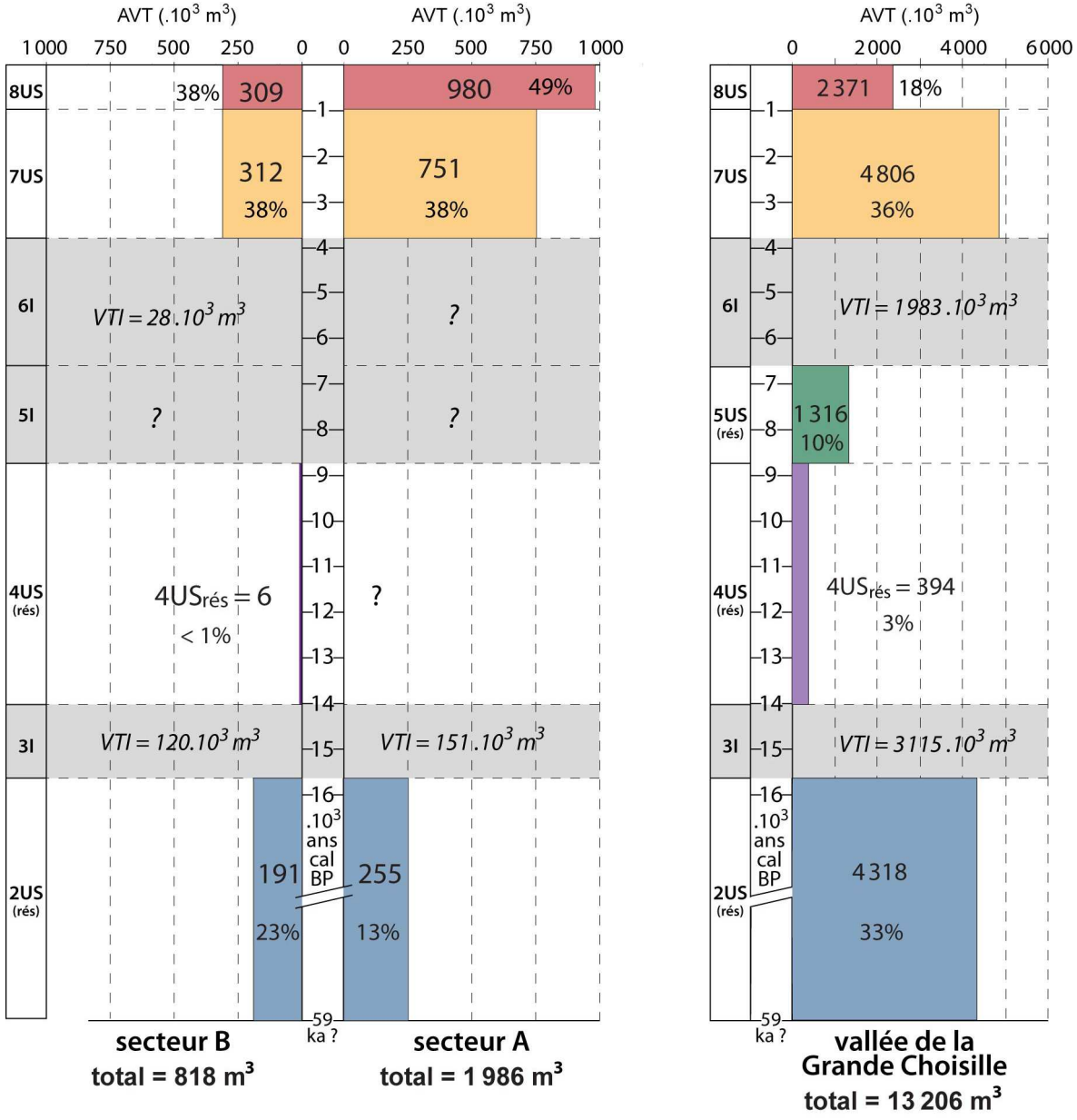


***Figure 7.12** : valeurs d'accumulation volumique totale (AVT en .10³ m³) et de volume total incisé (VTI en .10³ m³) pour chaque phase dans les secteurs A et B et dans la vallée de la Grande Choisille (incluant C et D)*

A la partie inférieure du remplissage, les dépôts $2US_{rés}$ contribuent de manière variable au bilan morphologique : ~ 13 % (255 $.10^3$ m^3) du volume total dans le secteur A, ~ 23 % (191 $.10^3$ m^3) dans le secteur B et ~ 33 % (4318 $.10^3$ m^3) dans la vallée de la Grande Choisille (Fig. 7.12). Deux remarques peuvent être formulées. (1) La capacité d'exportation décroissante de ces matériaux sablo-graveleux de l'amont vers l'aval est observée à l'échelle de l'ensemble du bassin versant de la Choisille. Cette tendance n'a pas été masquée par l'incision 3I, pourtant plus intense dans la vallée principale que dans les sous bassins. (2) La contribution relative de $2US_{rés}$ à l'AVT dans le secteur B est supérieure à celle observée dans le secteur A, pourtant plus riche en affleurements de formations argilo-siliceuses pouvant fournir des silex en abondance. Le déstockage légèrement plus important lors de la phase 3I dans le secteur A (-151 $.10^3$ m^3) relativement au secteur B (-120 $.10^3$ m^3) pourrait être expliqué par des valeurs de pentes plus élevées en A qu'en B (respectivement 9 et 5 ‰), ayant favorisé une exportation plus importante de la matière. La phase 2US eut un impact morphologique important, notamment dans la vallée principale où jusqu'à 42 % du stock déposé initialement a ensuite été érodé et exporté en aval du bassin.

Les dépôts $4US_{rés}$ ont une contribution mineure à l'évolution morphologique de la vallée : ils sont négligeables en A et B (< 1 %), et ne représentent que ~ 3 % (394 $.10^3$ m^3) du volume stocké dans la vallée principale (Fig. 7.12). Tenant compte de la durée de cette phase (~ 5000 ans), le bilan morphologique de la plaine alluviale peut être considéré comme relativement proche de la stabilité durant cette période, dans tous les secteurs de la vallée. Ceci n'exclut évidemment pas l'alternance d'épisodes à bilan positif ou négatif, mais de faible ampleur.

Les dépôts $5US_{rés}$, absents dans les secteurs A et B (5I), sont assez bien représentés dans la vallée principale (10 % du volume total, 1316 $.10^3$ m^3) (Fig. 7.12) où ils contribuent de manière significative au bilan morphologique positif de la plaine alluviale. La reprise de l'accrétion sédimentaire est donc très nette durant cette période.

Le volume incisé dans la vallée principale durant 6I (-1983 $.10^3$ m^3) souligne l'importance de cette phase d'évolution dans le bilan morphologique de la plaine alluviale, puisqu'il est supérieur au volume des dépôts $5US_{rés}$ (Fig. 7.12). Cette phase a donc conditionné de manière non négligeable les modalités de la sédimentation lors des phases 7US et 8US suivantes, par un façonnement du relief fluviatile en négatif. En partie amont et

médiane des sous-bassins, le bilan négatif faible des phases 3I et 5I/6I est confirmé, alors que ces phases ont cependant duré plusieurs millénaires.

Dans tous les secteurs, les dépôts mis en place en contexte anthropisé (7US + 8US) constituent la plus grande partie du remplissage sédimentaire : jusqu'à 87 % (respectivement 38 % et 49 % pour 7US et 8US) dans le secteur A, jusqu'à 76 % (respectivement 38 % pour les deux phases) dans le secteur B, jusqu'à 54 % (respectivement 36 et 18 %) dans la vallée principale de la Grande Choisille (Fig. 7.12). Ceci montre que l'impact anthropique fut plus important dans l'évolution morphologique de la vallée que toutes les phases d'évolutions cumulées depuis le Weichsélien jusqu'au Subatlantique. En l'absence d'anthropisation, il est probable que la plaine alluviale aurait une morphologie irrégulière et que le chenal se trouverait plusieurs mètres plus bas qu'actuellement.

La contribution relative des dépôts 7US au volume total de sédiments stockés est très similaire dans tous les secteurs : 38 % en A et B, 36 % dans la vallée de la grande Choisille. Ceci montre que, malgré le caractère régressif de l'accumulation en contexte d'anthropisation (*cf.* § 5.2.8), le bilan morphologique en fond de vallée fut assez semblable dans tous les secteurs du bassin à la fin de cette phase.

A la différence des dépôts 7US, la contribution des dépôts 8US dans le remplissage varie beaucoup selon les secteurs : 49 % dans le secteur A, 38 % dans le secteur B (égal à 7US) et 18 % dans la vallée principale (Fig. 7.12). Dans le secteur A, environ 50 % du volume des sédiments alluviaux stockés depuis environ 100000 ans ont été déposés dans le dernier millénaire. Ceci confirme que les conditions de transport et de stockage de la matière ont été fortement modifiées durant cette phase, notamment via un impact anthropique exacerbé dans le milieu, mais aussi par les aménagements en fond de vallée et la baisse du niveau de base qui ont pu favoriser l'exportation de la matière dans la vallée principale. Il est possible que la forte rétention de matière dans les sous-bassins à environnement de « gâtine », semblables au secteur A, ait limité l'intensité de l'accrétion sédimentaire dans la vallée de la Grande Choisille. Dans le secteur B, le bilan des phases 7US et 8US est très similaire (312 et 309 $.10^3$ m^3), mais ceci masque des intensités de sédimentation très différentes, en tenant compte de la durée différente de ces phases (voir ci-après § 7.3.3). Dans le dernier millénaire, une grande partie des alluvions parait être restée stockée dans les sous-bassins élémentaires, comme suggéré par de Moor et Verstraeaten (2008).

Entre les secteurs A et B, les valeurs d'AVT de l'ensemble des sédiments stockés ($2US_{rés}$ + … + 8US) sont très différentes : 1986 $.10^3$ m^3 en A et 818 $.10^3$ m^3 en B (Fig. 7.12), soit moins de la moitié en B, et ce malgré une surface de bassin plus grande en B (28 km^2) qu'en A (17 km^2) et un linéaire de vallée (et vallons) plus long en B (~ 14 km) qu'en A (~ 12 km). Cette différence est surtout induite par les volumes des dépôts des phases 7US et 8US en contexte anthropisé. De manière globale, l'impact anthropique a été moins marqué sur l'évolution morphologique du fond de vallée dans le secteur B, malgré les meilleures potentialités des sols favorisant l'agriculture et la production sédimentaire associée sur les versants, et aussi malgré la pente plus faible du linéaire favorisant une plus forte accrétion. Ceci résulte probablement d'une production de matière solide plus faible sur les versants, en raison du caractère fortement carbonaté de ce sous-bassin, qui a favorisé surtout l'exportation de la matière dissoute, comme confirmé par les valeurs de Ts et Ps très différentes de celles du secteur A (voir ci-après § 7.3.3 et 7.4).

7.3.3. Evolution des taux de sédimentation moyens (Ts) au droit des transects et par secteur

Les Ts moyens observés au droit des transect traduisent l'évolution morphologique, puisqu'ils expriment la vitesse d'élévation apparente de la surface du sol en $mm.an^{-1}$. Cependant, ils ont souvent une valeur locale car ils intègrent des effets de site (influence de la largeur de la vallée à l'emplacement du transect par exemple), comme à NAU où la sédimentation apparaît tardivement et avec des taux de sédimentation intenses (4,2 $mm.an^{-1}$ pour la phase 7US). Les Ts montrent une évolution non-univoque de l'amont vers l'aval, ce qui confirme les discontinuités longitudinales de l'évolution morphologique pour une même phase : par exemple 0,6 et 0,3 $mm.an^{-1}$ entre ROC et BIL (secteur B) pour la phase 7US. Les valeurs de Ts au droit des transects sont toujours faibles durant la phase 4US (0,03 à 0,1 $mm.an^{-1}$). Elles augmentent durant la phase 5US (0,2 à 0,5 $mm.an^{-1}$) mais restent cependant globalement inférieures aux valeurs obtenues en contexte anthropisé, où elles augmentent généralement pour la phase 7US (0,3 à 4,2) et de nouveau pour la phase 8US (0,6 à 2,4 $mm.an^{-1}$) (Tab. 7.2). Durant la phase 7US, les Ts plus importants observés dans le secteur C relativement à D peuvent être expliqués par une contribution plus importante de la matière autochtone (essentiellement organique) au bilan d'accrétion.

Les variations spatio-temporelles des valeurs du Ts moyen apparaissent de manière plus nette en utilisant les valeurs calculées à l'échelle des secteurs (A, B, et vallée principale, incluant les secteurs C et D) (Fig. 7.13). Une comparaison des valeurs de Ts entre les différentes phases et secteurs permet de préciser l'intensité des processus sédimentaires.

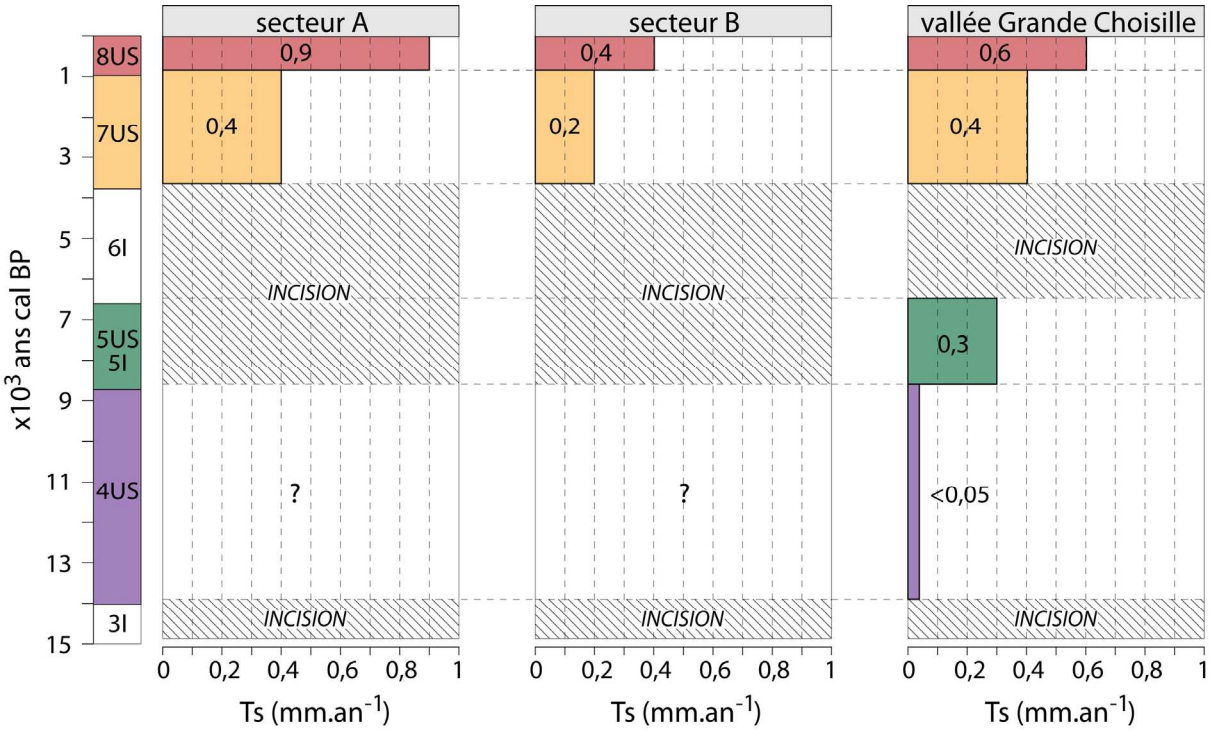


***Figure 7.13** : valeurs des taux de sédimentation moyens (Ts en mm.an^{-1}) dans les secteurs A et B et dans la vallée principale de la Grande Choisille (incluant les secteurs C et D)*

Comme vu précédemment, la sédimentation fut faible et le bilan assez proche de la stabilité morphologique dans l'ensemble du bassin de la Choisille durant la phase 4US : Ts est estimé à 0,04 mm.an-^{1} dans la vallée principale (sous réserves, du fait du caractère fragmentaire des dépôts et de la chronologie particulière de cette unité). Le regain d'accumulation est net durant la phase 5US, puisque les valeurs de Ts ont presque décuplé. Ce taux de sédimentation dans la vallée principale en contexte toujours naturel (phase 5) a été plus élevé que celui mesuré dans secteur B en contexte anthropisé (phase 7) : ceci montre que les valeurs obtenues sur différents sites d'un bassin versant et pour différents contextes paléoenvironnementaux (naturel/anthropique) doivent être considérés avec une grande précaution, même pour des petits bassins comme la Choisille. Ces valeurs ne peuvent être interprétées qu'en comparaison avec d'autres valeurs obtenues dans le bassin versant. Une valeur absolue isolée de taux de sédimentation n'a qu'une signification locale, et ne traduit

pas fidèlement les tendances de l'évolution paléoenvironnementale. Les particularités physiographiques (lithologie, relief) des surfaces affleurant dans ou en amont des secteurs étudiés (facteur forçant interne de la dynamique fluviatile) semblent avoir une importance aussi grande sur les résultats obtenus que le climat et/ou les humains (facteurs forçants externes et variants).

En contexte anthropisé (phases 7US et 8US), les valeurs de Ts sont aussi très variables selon les phases et les secteurs. Dans la vallée principale (incluant les secteurs C et D), Ts a légèrement augmenté durant la phase 7US (0,4 $mm.an^{-1}$) relativement à la phase 5US, en contexte naturel (Fig. 7.13). Cette valeur est jusqu'à 2 fois supérieure à celle obtenue dans le secteur B (0,2 $mm.an^{-1}$) et égale à celle obtenue dans le secteur A (0,4 $mm.an^{-1}$). Ceci indique en partie, au moins pour le secteur A et la vallée de la Grande Choisille, que l'anthropisation a eu, en bilan, des répercutions similaires dans l'évolution morphologique du fond de vallée. La production de matière autochtone (essentiellement organique), plus marquée dans le secteur B qu'en A, n'a pas favorisé l'augmentation des taux de sédimentation. La présence de faciès organiques dans le secteur B (notamment le faciès SiT à ROC) et leur absence dans le secteur A pourraient résulter de différences relatives à l'intensité de l'accumulation détritique dans la plaine alluviale. Cette accumulation fut sans doute trop importante en A pour que de petites dépressions plus ou moins pérennes permettent le développement et la conservation de la MO.

Durant la phase 8US, les taux de sédimentation ont doublé (ou plus) dans les secteurs A et B (respectivement 0,9 et 0,4 $mm.an^{-1}$) et augmenté de 50 % dans la vallée principale (0,6 $mm.an^{-1}$) (Fig. 7.13). Malgré des volumes stockés apparemment plus faibles durant cette phase dans le secteur B et dans la vallée principale de la Grande Choisille (cf. § 7.3.2), l'évolution morphologique s'est nettement accélérée durant le dernier millénaire, en relation avec l'exacerbation de l'impact anthropique sur les versants. Dans la vallée principale, l'aménagement plus important de la plaine alluviale a pu contribuer à la réduction de moitié de l'intensité de la sédimentation, en favorisant la canalisation des flux sédimentaires. Malgré les aménagements dans la vallée principale de la Grande Choisille, l'intensité de la sédimentation a été supérieure de 50 % à celle calculée dans le secteur B. Dans ce secteur, l'augmentation significative de Ts durant 8US, avec des faciès plus détritiques relativement à 7US, a pu inhiber la mise en place de faciès organiques au profit des faciès détritiques, notamment par le comblement plus rapide des dépressions humides. Durant la phase 8US, les taux de sédimentation dans la vallée principale sont intermédiaires entre ceux observés dans les sous-bassins, indiquant une accrétion plus variable dans ces derniers. Enfin, le caractère

rétrograde (et tardif) de la sédimentation en A (Fig. 5.12) va de paire avec une intensité croissante de l'accumulation détritique vers l'amont des sous-bassins en contexte silicaté.

7.4. Apport de la quantification en masse des stocks de sédiments à l'estimation de la production sédimentaire par les versants

La quantification en masse des alluvions a été utilisée pour calculer des valeurs de production sédimentaire solide minimale par les versants (Ps en $t.km^{-2}.an^{-1}$). Les valeurs de Ps permettent d'établir un lien direct entre l'évolution morphologique en fond de vallée et l'érosion sur les versants. Ce paragraphe propose de comparer l'intensité des variations de Ps par phase et/ou par secteur et de discuter les tendances qui apparaissent.

Durant la phase 5US, en contexte naturel, la production sédimentaire solide dans l'ensemble du bassin versant de la Choisille a été estimée à environ 5 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (Fig. 7.14). Cette valeur, la plus faible qui ait été calculée, est néanmoins égale à celle obtenue pour la phase 7US, en contexte anthropisé, dans le secteur B riche en affleurements carbonatés éocènes.

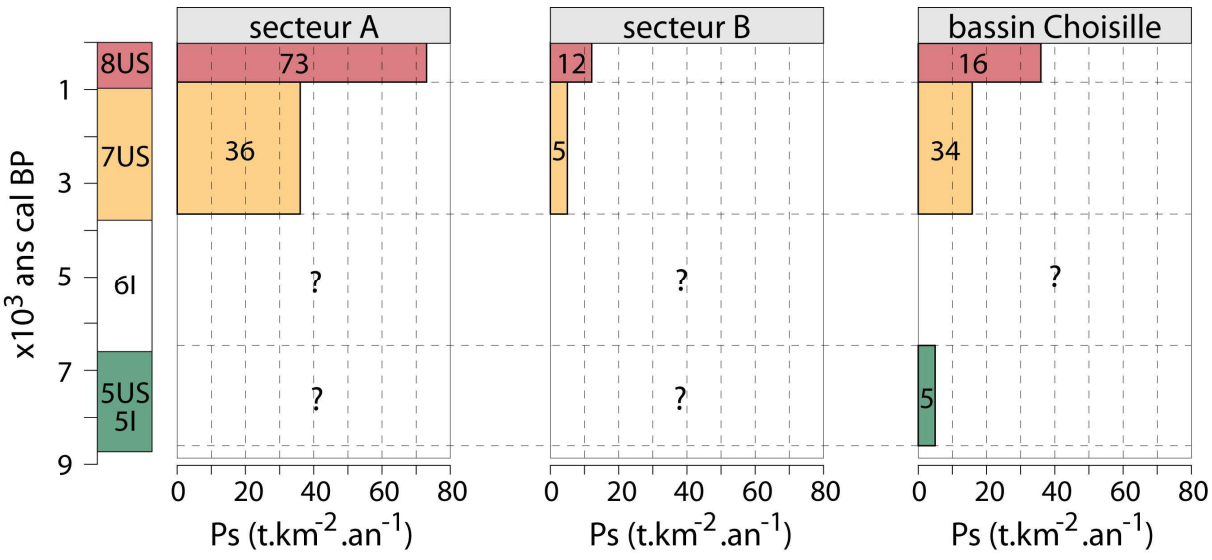


***Figure 7.14** : valeurs de production sédimentaire solide minimale (Ps en $t.km^{-2}.an^{-1}$) dans les secteurs A et B et dans l'ensemble du bassin de la Choisille*

Durant la phase 7US, la production sédimentaire dans l'ensemble du bassin de la Choisille a augmenté au moins d'un facteur 3 relativement aux périodes en contexte naturel (5US). La valeur de Ps de l'ensemble du bassin de la Choisille durant la phase 7US est 3 fois supérieure à celle estimée dans le secteur B (5 $t.km^{-2}.an^{-1}$), et 2 fois plus faible que celle obtenue dans le secteur A. La grande différence entre les valeurs pour les sous-bassins A et B peut-résulter du fait qu'une grande partie de la production sédimentaire est dissoute (et donc non-stockée dans les alluvions) dans le secteur B, mais aussi du fait qu'un meilleur stockage de la production solide a pu s'effectuer sur les versants (moins bonne connectivité à la plaine alluviale).

Durant la phase 8US, la production sédimentaire solide minimale est environ 2 fois plus élevée que durant la phase 7US dans les secteurs A et B (et en conséquence dans l'ensemble du bassin versant), ce qui confirme que la pression anthropique s'est fortement accrue depuis la fin du Haut Moyen-Âge.

Durant de l'Holocène moyen et supérieur, Ps a pu varier sensiblement dans l'ensemble du bassin de la Choisille : elle a été multipliée par 7 entre la phase 5US en contexte naturel (5 $t.km^2.an^{-1}$) et la phase 8US en contexte anthropisé (34 $t.km^2.an^{-1}$) (variation temporelle). Pour une même phase, mais entre différents secteurs du bassin de la Choisille, comme pour les secteurs A et B, la production sédimentaire a pu varier au moins d'un facteur 6 (respectivement 73 et 12 $t.km^2.an^{-1}$) (variation spatiale). Ceci montre qu'au sein du bassin de la Choisille, la production sédimentaire a pu varier, dans le temps et l'espace, autour d'un facteur 6 à 7, notamment en lien avec le développement des pratiques agricoles et selon la nature du fond lithologique environnant.

Les plus fortes valeurs de Ps, qui ont été obtenues dans le secteur A, résultent probablement de l'abondance des matériaux silicatés (formations argilo-siliceuses, crétacées et éocènes) produisant beaucoup de matière solide dans ce sous-bassin. L'anthropisation croissante durant la phase 8, en favorisant l'érosion mécanique, peut expliquer ce doublement de la production sédimentaire. Dans le secteur B où ont été trouvées les plus faibles valeurs de Ps, l'influence des affleurements carbonatés, qui ont favorisé l'érosion chimique au détriment de l'érosion mécanique (pour le sud-ouest du Bassin parisien voir Oubelkasse, 1998). Cependant, dans ce sous-bassin, l'augmentation de la pression anthropique durant la phase 8US a été similaire à celle du sous-bassin A, avec un doublement des valeurs de Ps.

Cette similarité entre les sous-bassins A et B montre bien que l'augmentation de Ps s'est faite au détriment des sols. Que ce soit dans un bassin à dominante lithologique silicatée (A), ou fortement carbonatée (B), les sols étaient essentiellement non-carbonatés. Ils ont donc été des sources également vulnérables, ayant donné la même réponse face aux défrichements et à la pression anthropique qui induisent essentiellement une érosion mécanique.

Ces observations, mises en relation avec les données de Ts dans les différents secteurs (Fig. 7.13), montrent que l'accumulation sédimentaire dans la vallée principale a surtout été dépendante des flux sédimentaires solides issus des sous-bassins silicatés de type A, situés en partie nord du bassin. En l'absence de sédimentation précipitée, l'influence des flux sédimentaires solides peu abondants issus des sous-bassins de type B où les calcaires lacustres affleurent parait très limitée.

Au terme de ce paragraphe, deux questions se posent :

- que représente la production sédimentaire solide minimale, calculée d'après les seuls stocks de sédiments en fond de vallée, par rapport à la production sédimentaire réelle par les versants ? En effet, le flux sédimentaire (solide et dissous) exporté en aval, mais aussi le stockage de sédiments sous forme de colluvions sur les versants, sont non-négligeables dans le bilan sédimentaire (Trimble, 1995 ; Walling *et al.*, 1998 ; Macaire *et al.*, 2002 ; Van Rompaey *et al.*, 2001 ; de Moor et Verstraeten, 2008). La question s'avère d'autant plus importante que des variations spatio-temporelles des flux sédimentaires (solide et/ou dissous), liées à l'environnement lithologique et à la connectivité les versants à la plaine alluviale, ont été mises en évidence.

- comment évolue la production sédimentaire dans le bassin de la Choisille relativement à d'autres bassins fluviatiles plus septentrionaux d'Europe du Nord-Ouest, où des données quantitatives assez comparables existent ? Notamment, pour les périodes anthropisées, le caractère très local de l'impact anthropique peut-il avoir eu des répercutions globalement similaires sur l'érosion dans différents bassins en contexte de plaine ?

Des éléments de réponse sont proposés ci-après au Chapitre 8, dans lequel les valeurs quantitatives (en volume ou en masse) obtenues dans le bassin de la Choisille sont comparées à celles obtenues dans d'autres bassins d'Europe du Nord-Ouest. Pour la phase 8US, une

gamme de valeur de production sédimentaire réelle (PsR en $t.km^2.an^{-1}$) a été estimée, en s'appuyant notamment sur les données fournies par la littérature (*cf*. § 8.4).

Chapitre 8. Synthèse et spécificités de l'évolution morpho-sédimentaire de la Choisille en Europe du Nord-Ouest depuis le Weichsélien

L'objectif de ce chapitre est de souligner la place de l'évolution morpho-sédimentaire de la Choisille relativement à d'autres cours d'eau étudiés en Europe du Nord-Ouest, afin d'en déduire les particularités des facteurs forçant (climat et anthropisation) dans le sud-ouest du Bassin parisien.

Les 8 phases évolutives de la vallée de la Choisille définies dans les chapitres précédents peuvent être regroupées en quatre périodes principales, les trois premières ayant seulement été dirigées par des changements bio-climatiques naturels (§ 8.1, 8.2 et 8.3), la dernière étant en grande partie le reflet de l'impact anthropique dans le bassin (§ 8.4). Ce regroupement par périodes permet de comparer plus aisément les données recueillies sur la Choisille avec d'autres travaux réalisés dans d'autres bassins fluviatiles d'Europe du Nord-Ouest : Bassin parisien dont Loire moyenne, Pays Bas, Belgique, Royaume-Uni et Allemagne notamment.

8.1. Période I (phases 1, 2 et 3)

Pendant la période I (phases 1, 2 et 3), les indices morpho-sédimentaires et les datations OSL amènent à une interprétation renouvelée par rapport aux données préexistantes dans le sud-ouest du Bassin parisien, surtout en raison du caractère polyphasé de l'unité 2US. Les trois phases sont très distinctes et donc traitées séparément ci-après.

- **Phase 1**

Il est délicat de tenter de corréler la phase 1I (*cf.* § 5.2.2 et § 6.1.2.2) à une période précise du début Weichsélien (OIS 5a-d, Fig. 2.2 et 6.1) ou du Pléniglaciaire weichsélien inférieur (OIS 4, Fig. 2.2 et 6.1). Dans la littérature, l'incision similaire du substrat à la base du comblement des plaines alluviales est généralement considérée comme antérieure au Pléniglaciaire weichsélien moyen, comme suggéré par Haesaerts, 1984a. Certains auteurs

l'ont attribuée soit à des phases de transition climatique vers le refroidissement du début Weichsélien (Tebbens *et al.*, 2000 ; Antoine *et al.*, 2007), soit au Pléniglaciaire weichsélien inférieur (Vandenberghe et Bohncke, 1985 ; van Huissteden *et al.*, 1986a, 1986b et 2001 ; van Huissteden et Vandenberghe, 1988 ; Krzyszkowski, 1990 ; Mol, 1995, 1997 ; Bos *et al.*, 2001), ou encore à la période fraîche entre le début Weichsélien et le Pléniglaciaire weichsélien inférieur (Mol *et al.*, 2000) (Fig. 2.2 et 6.1). Dans le bassin de la Loire supérieure à moyenne, la phase d'incision 1I a été attribuée soit à une période antérieure au Pléniglaciaire weichsélien moyen (Straffin *et al*., 1999), soit au Pléniglaciaire weichsélien moyen (Macaire, 1981 et 1986a) ou supérieur (Carcaud *et al*., 2002) (Fig. 2.2 et 6.1). Elle a eu lieu avant le Pléniglaciaire weichsélien moyen en Choisille, avant l'apparition de vraies conditions climatiques périglaciaires, comme suggéré par Antoine *et al.* (2000 et 2007) pour le Bassin parisien septentrional, et donc probablement au début Weichsélien (OIS5a-d, Fig. 6.1) (Fig. 8.1a). Cette hypothèse satisfait la corrélation qui peut être effectuée entre cette phase d'incision 1I et celle ayant mis en relief les plus basses terrasses alluviales en Loire moyenne (terrasses Fx) (Macaire, 1983) (*cf.* § 6.1.1), et renouvelle donc le schéma établi pour cette vallée : une incision au début Weichsélien y est plus probable qu'au Pléniglaciaire weichsélien moyen.

- **Phase 2**

Les sédiments gravelo-sableux ou sableux relatifs à la phase 2US (*cf.* § 6.1.3.2 ; Fig. 8.1) sont ubiquistes à la base du comblement sédimentaire des plaines inondables en Europe du Nord-Ouest : ils sont attribués à différentes périodes du Pléniglaciaire weichsélien ou au Pléniglaciaire weichsélien indéfini (Haesaerts, 1984a ; van Huissteden *et al.*, 1986a ; Vandenberghe et Van Huissteden, 1988 ; van Huissteden et Vandenberghe, 1988 ; Krzyszkowski, 1990 ; Brown et Keough, 1992b ; Rose, 1995 ; Mol, 1995 et 1997 ; Mol et Rhodes, 1997 ; Mol *et al.*, 2000 ; Tebbens *et al.*, 1999 ; Houben *et al*., 2001; Kasse *et al.*, 2003 et 2005 ; Gao *et al.*, 2007 ; Bertran *et al.*, 2009). Dans le bassin de la Loire moyenne, ils ont été attribués soit au Pléniglaciaire weichsélien moyen (Macaire, 1981), soit à la transition Pléniglaciaire weichsélien supérieur - Tardiglaciaire (Carcaud *et al*., 2002), soit à la première partie de l'Holocène (Macaire *et al*., 2002). Dans le Bassin parisien, ils sont plus généralement attribués au Pléniglaciaire weichsélien (Lautridou *et al.*, 1974, Antoine, 1997a ; Pastre *et al.*, 1997 et 2003a , Antoine *et al.*, 2000 et 2002 ; Orth, 2003).

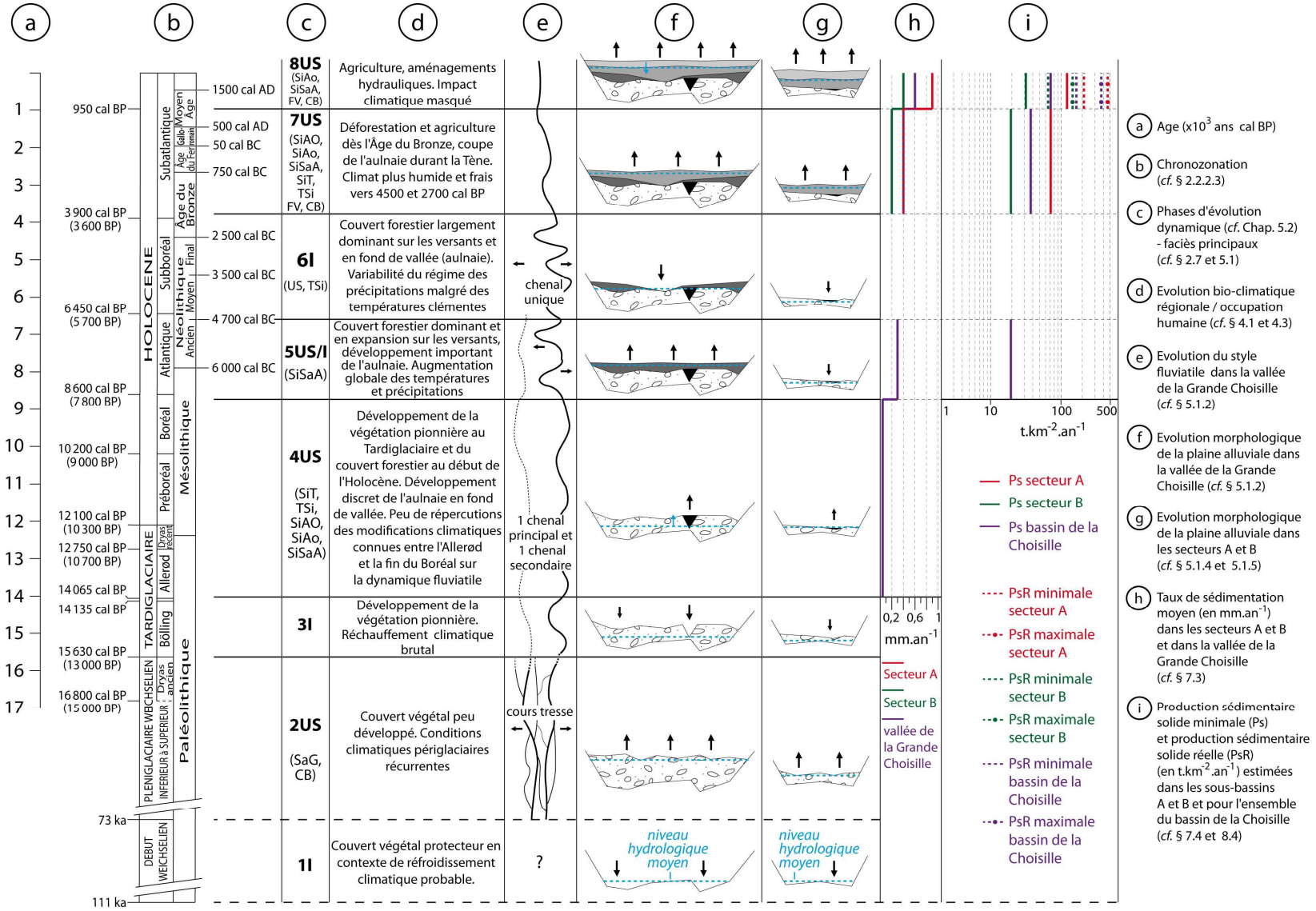


Figure 8.1 *: synthèse de l'évolution du bassin de la Choisille depuis le Weichsélien*

Dans le bassin de la Choisille (*cf*. § 6.1.3), les dépôts 2US ont été mis en place, au moins en partie, au cours du Pléniglaciaire weichsélien moyen (OIS3, Fig. 6.1), mais il n'est pas exclu que la mise en place ait débuté lors d'épisodes plus froids au Pléniglaciaire weichsélien inférieur (OIS4, Fig. 6.1) (Fig. 8.1a). A la fin de la phase 2, la sédimentation est devenue plus fine en Loire (Castanet, 2008), montrant probablement une activité fluviatile restreinte dans les bassins affluents, favorisée par le climat plus sec au Pléniglaciaire weichsélien supérieur (OIS2, Fig. 6.1) et au Dryas ancien (*cf*. § 6.1.3), comme suggéré par Mol (1997). Les dépôts grossiers 2US ont été plus ou moins remaniés lors des phases d'incision ultérieures dans le bassin de la Choisille, comme observé ailleurs en Europe (Houben, 2003), les conditions paléohydrologiques n'ayant cependant jamais permis leur évacuation totale de la vallée.

L'absence de dépôts éoliens associés aux dépôts fluviatiles, notamment pour le Pléniglaciaire weichsélien supérieur, pourrait résulter de ce remaniement : ceci impliquerait que celui-ci ait été plus marqué pour la Choisille au Tardiglaciaire et à l'Holocène que pour d'autres rivières où les dépôts éoliens intercalés dans les dépôts fluviatiles sont préservés (van Huissteden *et al*., 1986b ; Vandenberghe *et al.*, 1987 ; Vandenberghe et Van Huissteden, 1988 ; van Huissteden et Vandenberghe, 1988 ; Vandenberghe, 1995 ; Antoine, 1997a ; Antoine *et al*., 2003 ; Lespez *et al.*, 2003 ; Kasse *et al.*, 2003 et 2007). L'absence de dépôts éoliens associés aux dépôts fluviatiles pourrait également résulter d'un apport éolien faible dans les alluvions, liée à une activité éolienne plus généralement faible au Pléniglaciaire weichsélien dans le bassin de la Choisille. En effet, dans les régions plus septentrionales, les vents soufflaient fortement et globalement du nord depuis les aires de hautes pressions polaires, tandis que dans le sud-ouest du Bassin parisien, les vents principaux soufflaient depuis les zones océaniques de l'ouest et du sud-ouest (avec une direction de vents secondaires depuis le nord-est) (Macaire, 1986a) (Fig. 8.2). Ils n'ont donc pas balayé de grandes surfaces émergées comme la Manche et ont été moins favorables à la dispersion des particules solides issues des épandages fluvio-glaciaires ou des sédiments marins des plateaux continentaux : les dépôts éoliens sont moins épais dans le sud-ouest du bassin Parisien, et donc dans le bassin de la Choisille, que plus au nord, et ont été principalement alimentés à un niveau local par des alluvions de la Loire (*ibid*.). Dans les deux hypothèses précédentes, relativement aux régions plus septentrionales, l'absence de dépôt fluvio-éoliens en fond de vallée à cette époque dans le bassin de la Choisille parait indiquer un climat régional un peu plus humide, soit pendant les périodes de remaniements, ou lors des périodes plus froides

d'activité éolienne (Reineck et Singh, 1973, p.261-262 ; Reading, 1986, p.42 ; Miall, 1996, p. 441).

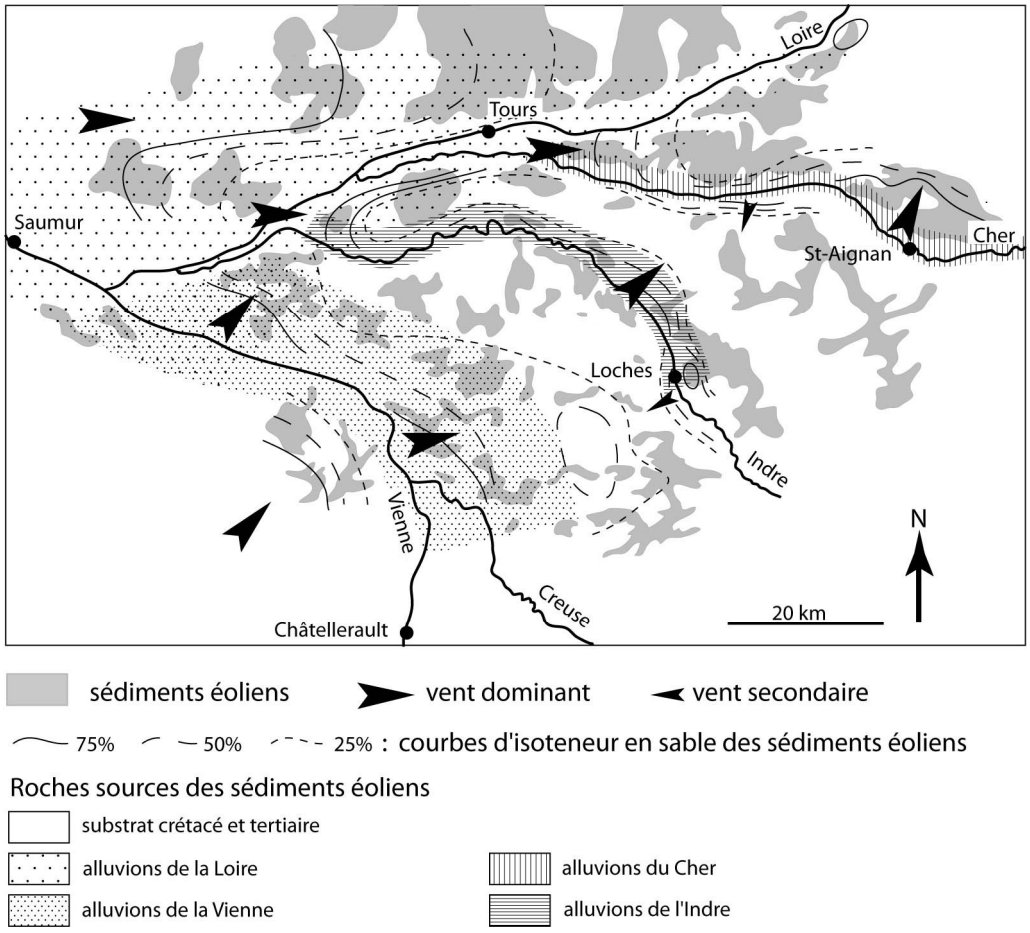


Figure 8.2 *: directions des vents dominants déduites de la granularité et de la distribution minéralogique des sédiments de la couverture éolienne du Pléistocène récent en Touraine (modifié d'après Campy et Macaire, 2003)*

- **Phase 3**

En Choisille, la phase d'incision majeure 3I du Bölling (*cf.* § 5.2.4 et § 6.1.4.2), avec une métamorphose fluviale bien marquée, est la conséquence du brusque réchauffement climatique à cette époque. Elle présente des caractéristiques assez similaires à ce qui a été très fréquemment observé sur d'autres rivières en Europe du Nord-Ouest, conduisant à la formation de un à plusieurs chenaux simples assez profonds et plus ou moins sinueux (Fig. 8.1e, f et g) (Haesaerts, 1984a et 1984b ; Vandenberghe *et al.*, 1984, 1985, 1987 et 1994 ; Vandenberghe, 1985 ; Vandenberghe et Bohncke, 1985 ; van Huissteden *et al.*, 1986b ; Rose, 1995 ; Antoine, 1997a et 1997b ; Pastre *et al.*, 1997, 2000, 2002a, 2002b, 2003a et

2003b ; Mol, 1995 ; Tebbens *et al.*, 1999 ; Antoine *et al.*, 2002 et 2003 ; Orth, 2003 ; Kasse *et al.*, 2005 ; Gao *et al.*, 2007 ; Bertran *et al.*, 2009 ; Piana *et al.*, 2009). Dans la vallée de la Loire moyenne, le comblement tourbeux de chenaux durant l'Allerød (Garcin *et al*., 1999 et 2001) laisse supposer que ceux-ci ont été incisés lors d'une phase identique à 3I, probablement au Bölling. Une telle homogénéité spatio-temporelle, à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest, des processus dynamiques fluviatiles qui sont souvent variables au niveau régional, traduit l'impact d'un facteur forçant à l'échelle globale : le climat. L'importance du changement climatique à cette époque a gommé l'impact des nuances climatiques régionales, à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest, sur la dynamique fluviatile. Cette réponse similaire des rivières a aussi été favorisée par une prédisposition morpho-sédimentaire relativement identique des fonds de vallée, alors souvent comblés par des dépôts grossiers de type 2US, peu végétalisés à leur surface. Dans ce contexte, l'héritage morpho-sédimentaire et le climat ont majoritairement conditionné la dynamique fluviatile à l'échelle continentale, avec une incision à durée relativement courte probable (< 1 millier d'années) (Vandenberghe, 1995 ; Antoine, 1997a ; Pastre *et al.*, 2003a), alors que les facteurs locaux (lithologie, géomorphologie, évolution autogénique) paraissent avoir joué un rôle secondaire.

Le volume de sédiment déstocké durant la phase 3I (-3115 $.10^3$ m^3, Tab. 7.2), correspond à un déstockage moyen de -782 $.10^3$ $m^3.km^{-2}$ de plaine alluviale. Dans le Bassin parisien septentrional, dans la vallée de la Selle (bassin versant de taille proche : 252 km^2), les travaux d'Antoine *et al*. (2002 et 2003) montrent une érosion de -290 $.10^3$ $m^3.km^{-2}$ dans la plaine alluviale durant une phase équivalente à 3I, cependant limitée à la première partie du Bölling. Les méthodes différentes appliquées à l'estimation des volumes déstockés pourraient expliquer en partie les différences de valeurs obtenues. Néanmoins, les valeurs plus que doubles dans le bassin de la Choisille par rapport à la Selle peuvent également suggérer que l'incision y fut plus forte (capacité d'exportation plus élevée) et/ou plus longue, et a permis de déstocker plus de matériaux dans la plaine alluviale à cette époque.

Bien que les données chronologiques soient encore fragmentaires en Loire moyenne, les variations climatiques du Weichsélien et de la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire paraissent avoir eu des répercussions sur la dynamique morpho-sédimentaire de la Choisille relativement globalement similaires à celles des rivières plus septentrionales et orientales. Bien que l'éolisation soit marquée dans certains dépôts de basse terrasse (Fx) du système ligérien et dans la couverture des plateaux (Macaire, 1981), aucune activité éolienne n'a été décelée dans les alluvions de la Choisille.

8.2. Période II (phase 4)

La période II correspond à la phase 4 (*cf.* § 5.2.5 et § 6.1.5.2) s'étendant du début de l'Allerød au dernier tiers du Boréal, durant laquelle le bilan morphologique a été localement légèrement positif, mais en général proche de la neutralité (Fig. 8.1). La présence du Dryas récent, peu fréquent dans le bassin de la Loire moyenne (Visset *et al*., 2005), dans des sédiments de facies similaires à ceux datés de l'Allerød, du Préboréal et du Boréal, suggère, comme la végétation, que les fluctuations climatiques ont été moins marquées pendant la seconde partie du Tardiglaciaire et le début de l'Holocène en Loire moyenne que dans les régions plus septentrionales.

Au Bölling, après la phase d'incision 3I, une comblement silto-organique ou tourbeux a été remarqué en Europe du Nord-Ouest (Vandenberghe *et al*., 1987 ; Tebbens *et al*., 1999) et dans le Bassin parisien septentrional (Antoine, 1997a et 1997b ; Pastre *et al*., 1997 et 2003b; Antoine *et al*., 2002 et 2003) ; des faciès plus détritiques (matériaux silteux à sableux) ont aussi souvent été observés (Vandenberghe *et al*., 1984 ; Rose, 1995 ; Tebbens *et al*., 1999 ; Houben *et al*., 2001 ; Pastre *et al*., 2002a, 2003a ; Kasse *et al*., 2005 ; Gao *et al*., 2007). Cette tendance a été parfois suivie par une accumulation nettement détritique au Dryas moyen (Antoine, 1997a et 1997b ; Pastre *et al*., 1997, 2000, 2002a, 2003a et 2003b ; Antoine *et al*., 2002 et 2003). Ces deux épisodes de dépôt n'ont pas été observées dans le bassin de la Choisille où la sédimentation n'a commencé que tardivement au Tardiglaciaire, durant l'Allerød. Ceci peut être l'indice d'une phase 3I plus longue et/ou d'une transition plus longue d'un système en incision vers un système en accrétion. Il est probable que dans les chenaux incisés lors de 3I, les écoulements aient été plus durablement assez énergiques pour favoriser l'exportation des particules dans le chenal et inhiber la mise en place de sédiments à matrice silteuse.

Le comblement silto-organique ou tourbeux a débuté ou a repris (dans le cas où elle a commencé au Bölling) durant l'Allerød en Europe du Nord-Ouest (Vandenberghe *et al*., 1987), dans le Bassin parisien septentrional (Antoine, 1997a et 1997b ; Pastre *et al*., 1997, 2002a, 2003a et 2003b ; Antoine *et al*., 2002 et 2003) et en Loire Moyenne (Garcin *et al*., 1999 et 2001 ; Visset *et al*., 2005). Dans le bassin de la Choisille, des dépôts similaires, mais peu étendus, ont également été observés, montrant que lors de cet interstade les réponses des systèmes fluviatiles furent assez similaires dans l'ensemble du Bassin parisien, probablement en raison d'une diminution globale de l'énergie des processus hydro-sédimentaires. A cette

même période s'est souvent développé un paléosol organique dans des plaines alluviales du Bassin parisien septentrional (Antoine, 1997a et 1997b ; Pastre *et al*., 1997, 2002a, 2003a et 2003b ; Antoine *et al*., 2003) et d'Europe du Nord-Ouest (Houben *et al*., 2001 ; Kasse *et al*., 2007), montrant une relative stabilité morphologique de la plaine alluviale. Le sol de l'Allerød n'a pas été observé dans le remplissage sédimentaire de la Choisille, bien que durant la période II la surface des dépôts 2US ait été exondée et certainement soumise à l'altération météorique et à la pédogénèse (f Fig. 8.1). Son absence peut être attribuée aux remaniements ultérieurs qui ont affectés 2US et qui se sont développés jusque durant l'Holocène.

Des changements dans l'activité fluviatile sont généralement observés au Dryas récent en Europe de l'Ouest. Leurs caractéristiques varient spatialement d'un système à l'autre et/ou temporellement au sein de la chronozone : dépôt détritique, incision ou hiatus, passage à un style en tresses… (Rose *et al.*, 1980 ; Vandenberghe *et al.*, 1994 ; Rose, 1995 ; Vandenberghe, 1995 ; Huisink, 1999 ; Tebbens *et al.*, 1999 ; Mol *et al*., 2000 ; Andres *et al*., 2001 ; van Huissteden et Kasse, 2001 ; Houben, 2001 et 2003 ; Gao *et al.*, 2007 ; Starkel *et al.*, 2007). Dans le bassin de la Choisille où l'accumulation sédimentaire a perduré, le regain de sédimentation détritique (silt carbonaté parfois sableux) observé à cette époque dans le Bassin parisien (Antoine *et al*., 1997a et b ; Pastre *et al*., 1997, 2002a, 2003a et 2003b ; Antoine *et al.*, 2003 ; Orth *et al*., 2004) et en Europe du Nord-Ouest (Rose, 1995 ; Andres *et al*., 2001) n'a pas été observé. Cette reprise du détritisme dans le Bassin parisien septentrional est interprétée comme résultant de la fonte saisonnière d'un pergélisol discontinu qui s'est développé à nouveau durant cet intervalle climatique froid (Antoine *et al*., 2002 ; Limondin-Lozouet *et al.*, 2002) (Fig. 8.3). L'absence de détritisme marqué en Choisille peut être en partie liée à des facteurs internes ou locaux (par exemple une connectivité alors déjà plus restreinte des versants à la plaine alluviale), mais elle peut aussi être l'indice d'écarts thermiques saisonniers moins contrastés, avec seulement le développement d'un gel saisonnier des sols en hiver (Isarin, 1997) (Fig. 8.3), qui n'a pas sensiblement favorisé l'augmentation de la production sédimentaire sur les versants. De plus, l'intercalation de dépôts éoliens dans les dépôts fluviatiles, largement observée en Europe du Nord-Ouest à cette époque (Haesaerts, 1984a ; Van Huissteden *et al*., 1986a ; Vandenberghe *et al*., 1987 ; Mol *et al*., 2000 ; Kasse *et al*., 2005), manque encore dans le remplissage de la Choisille : ceci peut être interprété comme l'indice d'un climat moins sec et/ou d'un couvert végétal plus abondant (Reineck et Singh, 1973 ; Reading, 1986 ; Miall, 1996) et de vents moins chargés en particules (*cf*. § 8.1.2). La présence du Dryas récent, peu fréquent dans le bassin de la Loire

moyenne (Visset *et al*., 2005), représentée par des sédiments de facies similaires à ceux datés de l'Allerød, du Préboréal et du Boréal, mais aussi la végétation qui montre peu de variations (Visset *et al*., 2008) et les observations faites précédemment convergent pour montrer que la région a connu durant cette période un climat moins continental relativement aux régions plus septentrionales et orientales, avec des écarts thermiques et hydriques saisonniers moins contrastés dans le bassin de la Choisille. Ceci pourrait s'expliquer par une plus grande proximité du bassin de la Choisille vis-à-vis de du littoral largement ouvert à l'ouest et au sud-ouest sur l'Océan Atlantique (~ 250 km à l'époque). Au contraire, le nord du Bassin parisien et certaines régions d'Europe du Nord-Ouest ont pu présenter un climat plus contrasté à caractère plus continental, en raison du retrait de la mer du Nord et de la Manche, dû à l'abaissement du niveau marin d'environ 60 à 70 m par rapport au niveau actuel (Fairbanks, 1989), comme suggéré par Bohncke (1993) (Fig. 8.3).

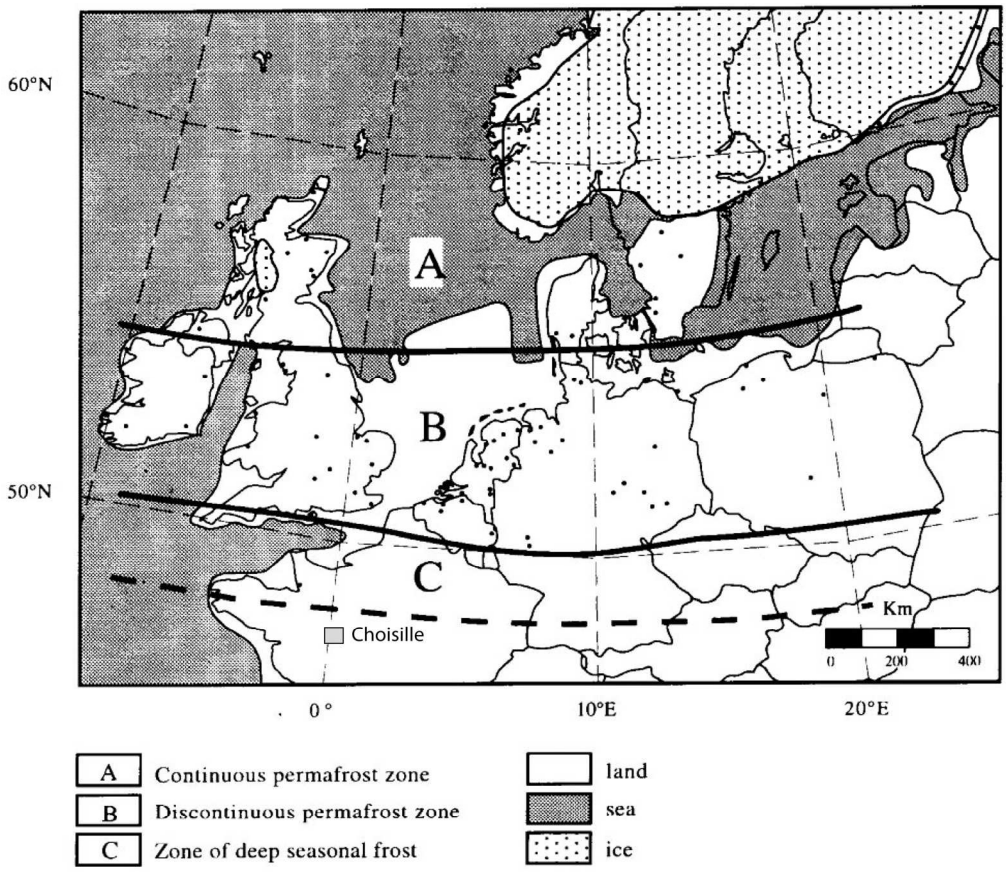


Figure 8.3 *: distribution du pergélisol et des sols gelés saisonnièrement en Europe du Nord entre ~ 13000 et 11500 cal BP (modifié d'après Isarin, 1997, avec les limites paléogéographiques suggérées par Gerasimov et Velichko, 1982)*

Un changement de style fluviatile, avec parfois une incision rapide à la transition Tardiglaciaire-Holocène, mais surtout des dépôts silteux organiques et tourbeux au Préboréal et au Boréal, est attesté dans le bassin de la Loire moyenne (Garcin *et al*., 1999 et 2001 ; Carcaud *et al.*, 2002 ; après l'Allerød pour Visset *et al.*, 2005) et dans de nombreux sites du Bassin parisien septentrional (Antoine, 1997a et 1997b ; Pastre *et al*., 1997, 2002a, 2002b et 2003b ; Deschodt, 2002 ; Antoine *et al.*, 2003 ; Orth *et al*., 2004) et d'Europe du Nord-Ouest (Mol *et al*., 2000 ; Vandenberghe *et al*., 1994 ; Andres *et al*., 2001 ; Houben *et al*., 2003). Cet épisode n'apparaît pas en Choisille où la dynamique d'accrétion faible (< 0,1 $mm.an^{-1}$, Tab. 7.2 et h Fig. 8.1) à dominante organique s'est poursuivie, tandis que la forme des chenaux héritée de la phase 3 a persisté sans grand changement dans tout le réseau de la Choisille jusqu'à la partie supérieure du Boréal (Fig. 5.10), période de fort développement du couvert forestier en Loire moyenne. En l'absence d'une phase érosive nette au Préboréal, l'évolution de la rivière a permis la continuité des processus initiés depuis l'Allerød.

Durant la période II (phase 4), le volume total de sédiment accumulé dans la plaine alluviale de la Grande Choisille (394 $.10^3$ m^3, Tab. 7.2) correspond à une accumulation spécifique de 99 $.10^3$ $m^3.km^{-2}$. En comparaison, l'accumulation spécifique de sédiments a été d'environ 1000 $.10^3$ $m^3.km^{-2}$ dans la plaine alluviale de la Selle (*cf*. § 8.1) pour la seule période Allerød - fin du Dryas récent ; puis, un déstockage d'environ -198 $.10^3$ $m^3.km^{-2}$ s'est développé au tout début du Préboréal (Antoine *et al*., 2002 et 2003). Au-delà des différences dans les méthodes de quantification, la bilan très réduit de l'accumulation sédimentaire en Choisille (divisée par 10 environ relativement à celui de la Selle) et l'absence d'une incision aussi significative au début du Préboréal confirme la relative pérennité et homogénéité des processus dynamiques pendant près de 5000 ans en Choisille.

L'évolution particulière de la vallée de la Choisille durant cette période semble donc montrer des spécificités climatiques dans le sud-ouest du Bassin parisien relativement aux régions plus septentrionales, qui pourraient notamment s'expliquer par la proximité de l'Océan Atlantique, notamment durant des époques plus froides comme le Dryas récent. L'absence d'incision à la transition Tardiglaciaire-Holocène pourrait également résulter d'une évolution de la plaine alluviale conditionnée par la pérennité des processus dynamiques aux époques antérieures, c'est-à-dire durant l'Allerød et le Dryas récent. Les évolutions différentes observées d'une rivière à l'autre durant la période II montrent aussi que l'impact climatique, via le couvert végétal, est régionalement spécifique et n'est pas une

simple fonction de la magnitude ou de la durée des variations climatiques enregistrées dans les carottes glaciaires, comme suggéré par Harrison et Sanchez Goñi (2010).

8.3. Période III (phases 5 et 6)

La période III, qui correspond aux phases 5 et 6, est caractérisée par le développement de l'incision dans la plaine alluviale de la fin du Boréal à la fin du Subboréal, tout d'abord dans les sous-bassins puis dans l'ensemble du bassin de la Choisille (*cf*. § 6.1.6.2 et § 6.1.7.2).

La sédimentation 5US dans la vallée de la Grande Choisille est liée à la première partie de la période érosive dans les sous-bassins (5I) (Fig. 8.1). Lors de la généralisation de l'incision à l'ensemble de la plaine alluviale à la fin de l'Atlantique et au Subboréal (phase 6) (Fig. 8.1), la sédimentation a été limitée, en aval, aux chenaux abandonnés, comme celui de Riabelais. La variabilité spatiale de l'expression morpho-sédimentaire de la dynamique érosive (incision en amont, sédimentation en aval) lors de la phase 5, peut expliquer la variété des observations ponctuelles effectuées en Loire moyenne et dans ses petits affluents : hiatus ou dépôt, organique ou détritique, au Boréal, à l'Atlantique et au Subboréal selon les sites (Visset *et al*., 1999 ; Garcin *et al*., 1999 et 2001 ; Carcaud *et al*., 2000, 2002 ; Cyprien *et al*. 2001 ; Macaire *et al*., 2006). Les variations eustatiques évoquées par Visset *et al*. (1999) et Carcaud *et al*. (2000) pour expliquer la dynamique sédimentaire dans certains sites de Loire moyenne durant cette période ne peuvent pas avoir influencé la dynamique en Choisille, trop éloignée de l'océan (200 km) (*cf*. § 6.1.7.2).

Durant la phase 5US, le taux de sédimentation moyen fut peu élevé dans la vallée de la Grande Choisille (0,3 $mm.an^{-1}$), et la production sédimentaire solide minimale par les versants du bassin (5 $t.km^{-2}.an^{-1}$) inférieure à celles observées par la suite (période IV en contexte anthropisé) (Tab. 7.2 et Fig. 8.1) ; cette production sédimentaire fut probablement plus restreinte durant la phase 6. Le transit particulaire pendant la phase 5 traduit une évolution vers un climat plus humide. Le maintien de l'humidité et le fort développement du couvert forestier lié au réchauffement (Visset *et al*., 2005), notamment de l'aulnaie en fond de vallée au Subboréal, peuvent expliquer la diminution de la charge solide et l'incision linéaire croissante durant cette période, probablement favorisée par une plus grande variabilité des précipitations. En conséquence, La Loire, niveau de base de la Choisille, a certainement vu son lit s'exhausser durant la phase 5, puis s'inciser durant la phase 6 en même temps que les chenaux qu'elle abandonnait connaissaient une sédimentation organique active (Carcaud *et*

al., 2000 et 2002). Ce schéma diffère de celui proposé par Arnaud-Fassetta *et al*. (2010) pour la Loire moyenne, ces auteurs suggérant une réduction de l'activité fluviatile après 9000 cal BP (fin du Boréal), soit dès le début de la phase 5. Cette évolution diffère également de celles observées dans les régions plus septentrionales où la période couvrant le Boréal, l'Atlantique et le Subboréal est souvent marquée par la formation de sols alluviaux riches en MO très décomposée (« Black Floodplain Soil » ; Rittweger, 2000 ; Houben *et al*., 2001 ; Kalis *et al*., 2003 ; de Moor *et al*., 2008), ou par l'accrétion de sédiments tourbeux (Rose *et al*., 1980 ; Haesaerts, 1984a ; Vandenberghe *et al*., 1984 et 1987 ; Kalis *et al*., 2003), généralement associés à des dépôts carbonatés dans le Bassin parisien (Antoine, 1997a ; Pastre *et al*., 1997 et 2002a et 2002b ; Orth, 2003 ; Orth *et al*., 2004 ; Lespez *et al*., 2005). Dans ces régions, ces évolutions dynamiques traduisent une hydrologie peu énergique et une certaine stabilité morphologique, bien qu'un regain de détritisme ait parfois pu être observé avant et pendant l'évènement climatique vers 8200 cal BP, comme montré par Pastre *et al.* (2002a, 2002b et 2003b). Ces auteurs ont également mis en évidence une érosion mécanique linéaire dans des roches carbonatées du substrat, similaire à celle observée pendant la phase 5I. Les différences enregistrées entre le bassin de la Choisille et ces bassins plus septentrionaux et orientaux ne semblent plus être d'origine climatique, puisque durant la première moitié de l'Holocène, le niveau marin s'est élevé d'environ 50 m (transgression flandrienne), puis s'est stabilisé en oscillant autour d'un niveau proche de l'actuel dans la seconde moitié de l'Holocène (Wanner *et al.*, 2008), amoindrissant le caractère continental en Europe du Nord-Ouest (Bassin parisien septentrional, Belgique, Pays-Bas, sud-est de la Grande Bretagne) : les influences océaniques furent croissantes dans ces régions. Cette différence d'évolution morpho-sédimentaire ne semble pas non plus résulter des particularités de l'énergie hydraulique de la Choisille, les gradients de pente de la rivière (en moyenne de 3 à 9 ‰ selon les secteurs) étant dans les mêmes gammes de valeurs que celles des rivières du Bassin parisien septentrional.

L'absence de précipitation de carbonates dans le bassin de la Choisille, et plus généralement en Loire moyenne durant l'Holocène, peut s'expliquer par les teneurs en carbonates (essentiellement calciques) moins élevées dans les craies de Touraine riches en sable quartzeux (Rasplus et Alcaydé, 1974) : ceci est confirmé par les fortes teneurs en silice dans les eaux fluviales actuelles du bassin ligérien relativement à celles du centre du Bassin parisien (Meybeck et Ragu, 1996). L'absence de dépôts tourbeux extensifs en Choisille, comme ailleurs dans le bassin de la Loire moyenne durant cette période alors qu'ils sont très abondants dans les régions plus septentrionales, est moins claire. Elle ne semble pas résulter

d'un climat défavorable puisqu'il a été plus humide à cette période que pendant les périodes précédentes et que de tels dépôts sont connus ensuite (Cyprien *et al*., 2001 ; Visset *et al*., 1999 ; Macaire *et al*., 2006). L'absence de dépôts tourbeux pourrait résulter de facteurs propres au bassin de la Loire moyenne, comme le comblement rapide des dépressions favorables à la sédimentation tourbeuse par des apports détritiques massifs, et/ou le niveau toujours non-affleurant des eaux de la nappe phréatique des alluvions, dans un système en cours d'accrétion. Cette dernière hypothèse est soutenue par la rareté des niveaux à contenu pollinique préservé dans les couches de l'Atlantique 5US : l'émersion dominante de ces dépôts a pu favoriser l'oxydation des grains de pollens. Dans les zones amont du bassin de la Choisille, le ravinement en fond de talweg a pu être favorisé par des incendies (naturels ou premiers signes d'impact anthropique ?), comme l'attestent les nombreux micro-charbons dans les dépôts détritiques, également observés par Pastre *et al*. (2002a, 2002b et 2003b) à la même époque dans le Bassin parisien plus septentrional. Enfin, durant la phase 6I, la permanence de chenaux profonds n'a pas été favorable à la sédimentation tourbeuse dans des dépressions humides latérales plus ou moins larges (nappe phréatique basse), tandis les apports sédimentaires restreints n'ont pas favorisé l'accrétion détritique dans la plaine alluviale.

Durant la période III, la dynamique en Choisille fut donc contrôlée par le climat, de plus en plus humide comme dans les régions plus septentrionales. Cependant, la spécificité de la Choisille à cette époque (incision, absence de dépôts tourbeux et/ou carbonatés) ne semble pas résulter de caractéristiques climatiques régionales. A la différence de la période II, l'évolution particulière de la Choisille durant la période III semble plutôt avoir été commandée par des paramètres morphologiques (morphologie fluviatile, héritée ou en formation dans la plaine alluviale), lithologiques et hydrogéologiques locaux. La dominance du détritisme silicaté dans le remplissage alluvial est ici bien caractéristique de l'ambiance générale des cours d'eau du bassin ligérien (Macaire, 1981).

8.4. Période IV (phases 7 et 8)

La période IV, qui comprend les phases 7 et 8, est caractérisée par le grand développement de la sédimentation détritique à dominante silteuse, qui paraît principalement dû à la déforestation pour l'agriculture (*cf*. § 6.2.2.3 et § 6.2.3.3) (Fig. 8.1). Le rôle du climat parait secondaire durant la phase 7, des épisodes plus humides ayant pu accentuer les

processus érosifs induits par l'agriculture sur les versants, et favoriser la sédimentation en fond de vallée. Dans le bassin de la Loire moyenne, tandis que l'agriculture a laissé ses premières traces à la charnière Mésolithique-Néolithique (Visset *et al*., 2002), ses conséquences sur l'érosion des sols et la sédimentation fluviatile sont apparues à des périodes variables selon les sites étudiés dans les petits bassins : au Néolithique moyen (Macaire *et al*., 2005 et 2006), au Bronze moyen (Visset *et al*., 1999 ; Cyprien *et al*., 2001), et de façon plus marquée à l'époque gallo-romaine et au Moyen-Âge (Carcaud *et al*., 2002). Des observations similaires ont été effectuées en Europe du Nord-Ouest pour ces différentes époques (Vandenberghe *et al*., 1984 ; Brown, 1990, 1997 et 2009 ; Brown et Keough, 1992b ; Macklin et Needham, 1992 ; Kalis *et al*., 2003 ; Zolitschka *et al*., 2003 ; Rommens *et al*., 2006a et 2006b ; de Moor *et al*., 2008 ; Hoffmann *et al*., 2008 ; Macklin *et al*., 2009 ; Notebaert *et al*., 2009 ; Verstraeten *et al*., 2009).

Dans le bassin de la Choisille, les âges les plus récents du début de la sédimentation de la phase 7US apparaissent à l'extrême amont des sous-bassins, ce qui rejoint les observations de Pastre *et al*. (1997) dans le Bassin parisien septentrional. On remarque surtout que l'ancienneté des âges de la base du dépôt 7SU est maximale juste à l'amont des confluences (transects HAR et BIL) (Fig. 5.11 et 5.12) : l'augmentation de la production sédimentaire a provoqué des bouchons d'accumulation dans le cours inférieur des affluents, que la Grande Choisille n'a pu totalement évacuer. Dans le secteur B où les sols sont plus favorables à l'agriculture, la mise en valeur agricole fut précoce (Âge du Bronze) et probablement plus continue dans le temps, avec une augmentation du taux de sédimentation moyen dans le secteur durant la phase 8 (de 0,2 à 0,4 $mm.an^{-1}$). Dans le secteur A, où les sols sont moins favorables, la mise en valeur agricole fut également précoce (Âge du Bronze) (Ts = 0,4 $mm.an^{-1}$ en moyenne dans le secteur pour la phase 7US), mais probablement plus discontinue dans le temps et l'espace (Ts = 0,3 $mm.an^{-1}$ et 4,2 $mm.an^{-1}$ respectivement dans les transects HAR et NAU), jusqu'au Moyen-Âge à partir duquel le taux de sédimentation moyen du secteur A (0,9 $mm.an^{-1}$) est devenu très fort.

Dans tous les sites, la sédimentation détritique est apparue brutalement et intensément, ce qui contraste avec les petites rivières du Bassin parisien plus septentrional, où la sédimentation tourbeuse à l'Atlantique est suivie par une augmentation progressive du détritisme au Subboréal (Pastre *et al*., 2002a et 2002b). Dans les bassins plus septentrionaux, il a été observé une relative stabilité morphologique (sans sédimentation ni incision), ou une alternance d'épisodes de dépôt plus organique ou plus détritique au Subboréal et au

Subatlantique (Antoine, 1997a ; Pastre *et al*., 2002a, 2002b, 2003b et 2006 ; Orth, 2003 ; Orth *et al*., 2004). Le détritisme peut apparaître dans ces bassins à différentes périodes au cours de l'Âge du Bronze (après 4000 cal BP comme en Choisille), s'est significativement accru à la Tène, puis au Haut Moyen-Âge, et surtout après (XVI^{e}-XIX^{e} siècle AD) (*ibid*.). Les variations hydro-sédimentaires ont été interprétées comme d'origine soit anthropique, soit climatique, et parfois mixte.

Dans le bassin de la Choisille, la succession sédimentation à facies organiques fréquents (7US) / sédimentation détritique et silteuse (8US), rappelle globalement ce qui a été observé dans le Bassin parisien et pourrait traduire un impact climatique global. Cependant, dans le bassin de la Choisille, la période IV a commencé au début du Subatlantique vers 3700 cal BP (Fig. 5.12), et la limite entre 7US et 8US est située au Moyen-Âge vers 950 cal BP, la même transition de faciès ayant aussi été observée ailleurs dans le bassin ligérien par Visset *et al*. (1999). Ces limites ne correspondent ni à celles, variables selon les sites, observées dans le Bassin parisien septentrional, ni avec les âges des principales modifications climatiques connues, comme les épisodes plus frais et humides vers 4500 cal BP and 2600 cal BP (*cf*. § 6.1.7.1 et § 6.2.2.1). Si durant ces épisodes climatiques l'érosion a pu être accentuée sur les versants et la sédimentation organique favorisée dans la plaine alluviale, le climat ne semble avoir joué qu'un rôle secondaire. Ce rôle a aussi pu être indirect, car au-delà de l'évolution des pratiques ou outils agricoles entre le Néolithique et l'Âge de Bronze, un climat plus humide a pu favoriser le développement de l'agriculture, et par là le flux et le stockage de matière solide dans le bassin (voir Dearing, 2006).

Le déclanchement de la sédimentation au Subatlantique, non synchrone dans les différents secteurs étudiés et d'intensité et d'âge variable d'amont en aval entre les sous-bassins, semble bien traduire la variabilité probable de la déforestation pour l'agriculture : la variation amont-aval non univoque de l'âge de la base d'une unité sédimentaire pourrait être un indice utile pour détecter plus généralement le caractère anthropique de son induction. La disparition progressive des zones humides durant la seconde partie du Subatlantique (8US) paraît être le résultat d'une évolution morphologique liée à l'accrétion de la plaine alluviale et aux aménagements hydrauliques depuis le Moyen-Âge (Burnouf et Carcaud, 1999 ; Guichané, 2002 ; Carcaud *et al*., 2002 ; Macaire *et al*., 2006).

Entre les phases 7US et 8US, les taux de sédimentation moyens (Ts) et la production sédimentaire solide minimale par les versants (Ps) ont doublé dans les sous-bassins A et B,

tandis que Ps a doublé pour l'ensemble du bassin de la Choisille (Tab. 7.2 ; h et i Fig. 8.1). En Europe du Nord-Ouest, des valeurs de production sédimentaire totale ont été estimées avec différentes méthodes dans des bassins versants de tailles diverses pour le dernier millénaire (phase 8US) : 28 à 176 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (Verstraeten *et al*., 2006), 110 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (de Moor et Verstraeten, 2008) et 92 ± 22 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (Notebaert *et al*., 2009) dans la ceinture lœssique belge, 74,6 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (Macaire *et al*., 2002) dans le bassin de la Loire moyenne. La production sédimentaire totale a également été calculée pour les dernières décennies : 400 à 468 $t.km^{-2}.an^{-1}$ en Angleterre (Walling *et al*., 2002). Ces valeurs varient d'un facteur 6 dans une même région (Verstraeten *et al*., 2006), tout comme en Choisille où Ps varie d'un facteur 6 entre le sous-bassin A (73 $t.km^{-2}.an^{-1}$) et le sous-bassin B (12 $t.km^{-2}.an^{-1}$). Elles peuvent varier, en contexte anthropisé, jusqu'à un facteur 16 entre différente régions d'Europe du Nord-Ouest à différentes périodes (échelle de temps de 10^1 à 10^3 ans).

Pour l'ensemble du bassin de la Choisille durant la phase 8US, Ps (34 $t.km^{-2}.an^{-1}$) est généralement, et logiquement, inférieure aux valeurs de production sédimentaire totale obtenues dans les autres bassins mentionnés précédemment. Cette valeur est en effet une valeur minimale calculée seulement d'après le stock sédimentaire dans les vallées fluviatiles et vallons colluviaux des sous-bassins de référence A et B (*cf.* § 7.1.1.6). Les vallons n'ont été observés et pris en compte que dans le secteur A où ils contiennent 18 % ($209 .10^3$ t) de la masse détritique stockée en fond de vallée durant le dernier millénaire. A cette époque en Europe du Nord-Ouest, la masse de matériaux stockés dans les plaines alluviales seules (vallons exclus) a pu représenter de 13 % (Van Rompaey *et al*., 2001 ; de Moor *et al*., 2008) à 37 % (Macaire *et al*., 2002, avec une zone marécageuse plus large dans ce bassin) de la masse totale de matériaux érodés sur les versants : une grande partie des matériaux a été stockée sous forme de colluvions sur les versants ou dans les vallons (60 à 80 %) et une faible partie parait avoir été exportée par le flux en aval des bassins (3 à 7 %). En appliquant ces données générales au bassin de la Choisille, la production sédimentaire solide réelle (PsR en $t.km^2.an^{-1}$) a pu être estimée à partir la masse de matériaux allochtones accumulés dans les plaines alluviales, en supposant que les matériaux stockés dans les plaines alluviales du réseau Choisille (vallons exclus) représentent entre 13 et 37 % des matériaux érodés sur les versants. Les valeurs de PsR varient de 162 à 462 $t.km^{-2}.an^{-1}$ dans le secteur A, de 32 à 92 $t.km^{-2}.an^{-1}$ dans le secteur B et de 113 à 339 $t.km^{-2}.an^{-1}$ pour l'ensemble du bassin de la Choisille (Fig. 8.1i). Ces fourchettes de valeurs, bien que soumises à une large incertitude, recouvrent globalement, selon les secteurs considérés dans le bassin (32 à 462 $t.km^{-2}.an^{-1}$), toute la

gamme des valeurs estimées en Europe du Nord-Ouest (28 à 468 $t.km^{-2}.an^{-1}$). La production sédimentaire totale estimée durant la phase 8US dans l'ensemble du bassin de la Choisille (113 et 339 $t.km^{-2}.an^{-1}$) (i Fig. 8.1) est inférieure à celles estimées pour les dernières décennies dans de petits bassins en Angleterre (entre 400 et 468 $t.km^{-2}.an^{-1}$) (Walling *et al*., 2002). Elle est au dessus et/ou dans la même gamme de valeurs estimées pour le dernier millénaire dans la ceinture lœssique belge (28 à 176 $t.km^{-2}.an^{-1}$) (Verstraeten *et al*., 2006 ; de Moor et Verstraeten, 2008 ; Notebaert *et al*., 2009) et en Loire Moyenne (74,6 $t.km^{-2}.an^{-1}$) (Macaire *et al*., 2002). Ceci montre donc une érosion mécanique relativement importante sur les versants du bassin de la Choisille pendant le dernier millénaire, celle-ci ayant affecté plus particulièrement les zones à substrat silicaté.

Pendant la période IV, l'évolution morpho-sédimentaire de la Choisille a donc été marquée par l'impact majeur des activités humaines locales avec un rôle secondaire joué par le changement climatique global. Comme observé dans de nombreux bassins versants du Nord-Ouest européen, une grande partie du comblement sédimentaire du bassin de la Choisille a été induit par l'anthropisation depuis l'Âge du Bronze, qui a modifié ici une tendance naturelle à l'incision de la rivière. L'impact anthropique a été très local et son intensité d'âge variable, selon les potentialités agricoles des sous-bassins de la Choisille considérés (A et B) : la variation amont-aval non univoque de l'âge de la base d'une unité sédimentaire pourrait être utilisée plus généralement pour détecter le caractère anthropique de son induction. Pendant le dernier millénaire, l'impact anthropique s'est accru, comme observé ailleurs en Europe du Nord-Ouest. Les gammes de valeurs de production sédimentaire totale estimées dans les sous-bassins de la Choisille sont très variables et couvrent les différentes gammes de valeurs proposées en Europe de l'Ouest.

Conclusion

Les dépôts sédimentaires des fonds de vallées du bassin versant de la Choisille (288 km^2) ont été étudiés dans 4 secteurs : 2 correspondent à des sous-bassins aux caractéristiques lithologiques différentes (plus ou moins carbonaté ou silicaté) et les 2 autres sont situés en parties médiane et aval de la vallée principale de la Grande Choisille. Différents sites ont été étudiés d'amont en aval dans ces secteurs, par forages carottés le long de transects lithologiques en fond de vallée ou par prospections géophysiques de surface. Neuf faciès sédimentaires constitutifs des dépôts en fond de vallée ont été établis et caractérisés sur la base d'analyses sédimentologiques (composition du sédiment, granulométrie, minéralogie de la fraction < 2 μm) et la chronologie du remplissage a été définie grâce à 62 datations ^{14}C et 4 datations OSL. Les résultats acquis ont permis de mettre en évidence 8 phases d'évolution morpho-sédimentaire de la rivière depuis le Weichsélien. Ces phases ont été mise en relation avec les données paléoclimatiques (globales), paléoenvironnementales (régionales ou locales, de palynologie notamment) et archéologiques (locales) afin de mettre en évidence l'impact des facteurs ayant forcé l'évolution du système fluviatile : le climat et les humains. L'évolution morphologique en fond de vallée (taux de sédimentation) et la production sédimentaire solide (minimale) par les versants, reflétant l'érosion mécanique, ont été quantifiées afin de préciser les modalités d'évolution du système fluviatile. Enfin, les spécificités de l'évolution de la Choisille ont été mises en évidence relativement à d'autres rivières du Bassin parisien plus septentrional et d'Europe du Nord-Ouest.

L'analyse spatio-temporelle du remplissage sédimentaire des fonds de vallées dans l'ensemble du bassin de la Choisille, a montré différentes expressions de la réponse du système fluviatile face à l'impact climatique au Quaternaire récent, mais aussi l'influence des facteurs locaux liés à la physiographie du bassin et à l'anthropisation. Durant le Weichsélien et la majeure partie de l'Holocène, la Choisille a évolué en contexte naturel, sous forçage climatique strict. Depuis le début du Subatlantique (vers 3700 cal BP), la rivière a évolué sous forçage anthropique et climatique.

Au Weichsélien jusqu'au Bölling (période I), l'évolution de la vallée de la Choisille est assez similaire à ce qui a été observé sur d'autres rivières en Europe du

Nord-Ouest. Après la dernière phase d'incision du substrat en fond de vallée au début Weichsélien probable (1I), l'unité gravelo-sableuse (2US), ubiquiste dans les fonds de vallée des régions plus septentrionales, s'est mise en place initialement au moins depuis le Pléniglaciaire weichsélien moyen avant d'être profondément incisée (3I) au Bölling comme largement observé sur d'autres rivières. L'incision 1I peut être corrélée avec celle ayant mis en relief les terrasses Fx dans la vallée de la Loire moyenne (Macaire, 1983). Les dates OSL assez espacées dans le temps de l'unité 2US confirment son caractère polyphasé, et attestent de son remaniement au Tardiglaciaire et à l'Holocène, en raison de l'absence fréquente de couverture sédimentaire protectrice dans la plaine alluviale jusqu'à l'Atlantique ou le Subatlantique, selon les secteurs considérés dans le bassin.

Après le Bölling et jusqu'au Subatlantique (périodes II et III), la Choisille présente une évolution assez différente de celles des rivières du Bassin parisien plus septentrional et de l'Europe du Nord-Ouest. Les fluctuations climatiques globales connues entre l'Allerød et la fin du Boréal (période II) ne sont pas traduites dans l'évolution morpho-sédimentaire de la Choisille : la sédimentation à dominante tourbeuse (4US) dont le bilan est en légère accrétion (0,04 $mm.an^{-1}$), reste limitée au chenal principal sans regain détritique ou dépôts éoliens intercalés au Dryas récent, et sans incision à la limite Tardiglaciaire-Holocène. La spécificité paléoclimatique du sud-ouest du Bassin parisien de l'Allerød à la fin du Boréal semble résulter d'un climat à fluctuations moins contrastées, probablement lié à l'influence de la proximité de l'Océan Atlantique, relativement aux régions plus septentrionales (Bassin parisien et Europe du Nord-Ouest) à climat plus continental.

La dualité incision modérée dans les sous-bassins (5I) **/ sédimentation détritique** dans la vallée principale de la Grande Choisille (5US, 0,3 $mm.an^{-1}$), **de la fin du Boréal jusqu'à la fin de l'Atlantique (première partie de la période III), traduit bien l'augmentation forte des précipitations en même temps que celle du couvert végétal**. La production sédimentaire solide minimale par les versants fut alors faible (5 $t.km^{-2}.an^{-1}$) et essentiellement liée au ravinement du substrat crétacé dans les fonds de talwegs. **La propagation de l'incision dans la vallée principale de la Grande Choisille (6I, seconde partie de la période III) de la fin de l'Atlantique au début du Subatlantique pourrait être liée à une plus grande irrégularité du régime des précipitations à cette époque**. Durant toute la période III, l'absence de dépôts tourbeux, pourtant largement observés en Europe du Nord-Ouest, et de carbonates précipités fréquents dans le Bassin parisien est une particularité. Cette différence semble plutôt résulter de facteurs morphologiques (morphologie

fluviatile héritée ou en formation dans la plaine alluviale), lithologiques et hydrogéologiques locaux que d'une spécificité climatique régionale : colmatage des dépressions humides par des apports détritiques importants et niveau non affleurant de la nappe phréatique des alluvions (5US), incision des chenaux entretenant des écoulements assez énergiques (6I), et lithologie du bassin versant riche en silt et sable quartzeux.

Dès le début du Subatlantique (vers 3700 cal BP, Âge du Bronze) et jusqu'à l'actuel (période IV), la Choisille a évolué en contexte anthropisé (7US et 8US) : une grande partie du comblement sédimentaire en fond de vallée, à dominante silteuse, s'est mise en place. Des observations similaires ont été faites dans le Bassin parisien et en Europe du Nord-Ouest. Dans la première partie de la période IV (7US, jusque vers 950 cal BP), la sédimentation (0,2 à 0,4 $mm.an^{-1}$ selon les secteurs) s'est développée de manière globalement rétrograde dans la plaine alluviale, en lien essentiellement avec la déforestation des plateaux pour l'agriculture puis le maintien d'activités agricoles (production sédimentaire solide minimale par les versants de 5 à 36 $t.km^{-2}.an^{-1}$ selon les secteurs). L'accrétion sédimentaire a également pu être favorisée par un climat plus humide à certaines époques (par exemple vers 2800 cal BP), notamment la mise en place de faciès plus organiques. L'âge de la base des dépôts induits par l'anthropisation varie de l'aval vers l'amont, de façon différente entre les sous-bassins étudiés, montrant que l'intensité de l'impact humain a été variable spatialement probablement en fonction de leurs potentialités agricoles différentes. Cet âge ne varie cependant pas de façon régulière et univoque, ce qui pourrait être un **critère plus largement utilisable pour détecter l'impact anthropique sur le déclenchement de la sédimentation induite par l'anthropisation dans les bassins fluviatiles**. Dans la seconde partie de la période IV (8US, après ~ 950 cal BP), l'accroissement du détritisme et de la sédimentation alluviale (0,4 à 0,9 $mm.an^{-1}$ selon les secteurs considérés) et la hausse de la production sédimentaire solide minimale (12 à 73 $t.km^{-2}.an^{-1}$ selon les secteurs) montrent un impact anthropique exacerbé, comme observé sur d'autres rivières du Bassin parisien ou d'Europe du Nord-Ouest. Les conséquences importantes de l'impact humain sur la production et le stockage sédimentaires, accentuées par les aménagements sur les versants ou en fond de vallée, ont masqué l'éventuel impact des variations climatiques durant le dernier millénaire.

Différentes remarques peuvent être formulées concernant les méthodes et approches utilisées dans cette étude. Tout d'abord, ce travail a nécessité l'acquisition de nombreuses données de terrain (forages et prospections géophysiques), qui se sont toujours révélées utiles à un moment ou un autre dans le processus de recherche. Ensuite, les analyses sédimentologiques visant à mieux caractériser la nature du sédiment (et ses origines) n'ont pas toujours été fructueuses, car bien que la lithologie dans le bassin versant de la Choisille soit variée, aucune espèce minérale n'a pu être utilisée comme traceur. La caractérisation des sédiments de la plaine alluviale a néanmoins pu être réalisée de manière relativement satisfaisante par estimation des principales classes granulométriques et de la teneur en MO. L'apport des données palynologiques, entomologiques et archéologiques acquises par d'autres auteurs dans le bassin de la Choisille fut essentielle pour interpréter, et avec une relative fiabilité, l'ensemble des données sédimentologiques préalablement acquises. Enfin, la quantification des stocks sédimentaires (en volume et en masse) a permis d'affiner le schéma d'évolution établi pour la Choisille, notamment en mesurant avec plus de précision l'évolution de l'intensité des processus sédimentaires ; cette quantification pourrait être affinée, surtout pour le flux exporté en aval et le stock de sédiments colluviaux sur les versants.

Un des principaux intérêts de ce travail réside dans l'étude des processus sédimentaires, de l'amont vers l'aval, à l'échelle d'un bassin versant. Cette approche a permis de mettre en évidence la variabilité des processus sédimentaires, avec une bonne représentativité des informations obtenues, ce qui n'aurait pas été forcément le cas avec une autre approche. Elle n'a été possible que grâce aux nombreuses datations (^{14}C notamment).

Un autre intérêt de cette étude est d'avoir mis en évidence, grâce à un petit bassin « atelier » comme la Choisille, certaines spécificités régionales (climatiques et/ou physiographiques) du sud-ouest du Bassin parisien, mais aussi certaines caractéristiques de fonctionnement de la Loire moyenne. A ce sujet, les mécanismes hydro-morpho-sédimentaires complexes régissant l'interaction entre le fleuve et ses affluents (comme la Choisille) pourraient faire l'objet de précisions, notamment sur la période Holocène, en contexte naturel et anthropisé.

Perspectives

- Les données concernant l'évolution morpho-sédimentaire et paléoenvironnementale dans le bassin de la Choisille seront à intégrer dans les travaux ultérieurs traitant des paléoenvironnements de la Loire moyenne. La confrontation avec des nouveaux résultats obtenus dans d'autres bassins versants affluents ou sur la Loire elle-même pourrait se révéler d'un grand intérêt pour valider réciproquement la représentativité des informations recueillies et dégager avec plus d'acuité les spécificités régionales.

- La modélisation des flux sédimentaires pour la période IV pourrait être réalisée à l'échelle des secteurs A et B en utilisant des modèles numériques d'érosion et de routage des sédiments (type WaTEM-SEDEM ; Van Rompaey *et al*., 2001). Ceci permettrait une confrontation des valeurs de production potentielle (modélisée) de sédiments avec celles obtenus par des méthodes morpho-géométriques et chrono-stratigraphiques. Cette modélisation pourrait permettre de préciser des valeurs de flux de matière exporté en aval et ainsi l'établissement d'un bilan de matière plus précis. Enfin, elle rendrait possible l'élaboration de scenarii pour le futur, visant à mieux appréhender l'impact du réchauffement climatique global actuel, mais aussi et surtout l'impact de l'homme, sur les flux sédimentaires.

- La chronologie de l'évolution de la Choisille a été relativement bien encadrée par le jeu d'âges ^{14}C et OSL. La chronologie des évènements liés aux phases 1 et 2 (période I) pourrait cependant être précisée davantage par des datations OSL, dans les dépôts de terrasse (un site propice et non aménagé resterait à définir) et à la base du remplissage de 2US. Cette démarche pourrait également être entreprise dans le secteur de la Loire moyenne pour confronter et souligner les caractéristiques régionales.

Pour valoriser les recherches effectuées dans le bassin de la Choisille, 6 communications en colloques nationaux ou internationaux m'ont permis à ce jour de présenter les données acquises et 2 articles ont été publiés. Le premier article a été publié suite au 8th International Conference on Archaeological Prospection / 7e colloque GEOCAN (Paris, 2009) ; il discute de la corrélation entre les données lithologiques et géophysiques dans le remplissage sédimentaire de la Choisille (Morin *et al*., 2009), mais n'intègre malheureusement pas les dates OSL acquises ultérieurement. Le second article présente de manière synthétique la variabilité spatio-temporelle de l'évolution de la Choisille relativement aux impacts climatiques et anthropiques en soulignant ses spécificités relativement à d'autres rivières (Morin *et al*., 2011). Un troisième article est actuellement soumis (Poirier *et al*., soumis à Revue d'Archéométrie), en collaboration avec archéologues et palynologues, afin de restituer les dynamiques d'occupation du sol et leur impact érosif, notamment au travers d'une étude détaillée du secteur A (sous-bassin de Chenusson).

Bibliographie

A

Aaby, B., 1976. Cyclic climatic variations in climate over the past 5500 years reflected in raise bogs. Nature 263, 281-284.

Alcaydé, G., 1968. Carte géologique au 1/50000 et notice explicative, feuille Amboise (458). Editions du BRGM.

Alcaydé, G., Rasplus, L., 1971. La Touraine. Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris 29, 157-179.

Alcaydé, G., Brossé, R., Lorenz, C., Rasplus, L., 1990. Val de Loire: Guides géologiques régionaux. Masson, Paris.

Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. Sedimentology 5, 89-191.

Alley, R.B., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. Quaternary Science Reviews 19, 213-226.

Alley, R.B., Ágústsdóttir, A.M., 2005. The 8K event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. Quaternary Science Reviews 24, 1123-1149.

Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, M.P., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology 25, 483-486.

Andres, W., Bos, J.A.A., Houben, P., Kalis, A.J., Nolte, S., Rittweger, H., Wunderlich, J., 2001. Environmental change and fluvial activity during the Younger Dryas in central Germany. Quaternary International 79, 89-100.

Antoine, P., 1997a. Modifications des systèmes fluviatiles à la transition Pléniglaciaire-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. Evolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale: nouveaux résultats. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences 325, 35-42.

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., Munaut, A.V., Limondin-Lozouet, N., Ponel, P., Fagnart, J.P., 2002. Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires, In: Bravard, J.P., Magny, M. (Eds.), Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours. Errance, Paris, pp. 15-27.

Antoine, P., Munaut, A.V., Limondin-Lozouet, N., Ponel, P., Dupéron, J., Dupéron, M., 2003. Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). Quaternary Science Reviews 22, 2061-2076.

Antoine, P., Limondin-Lozouet, N., Chaussé, C., Lautridou, J.P., Pastre J.F., Auguste, P., Bahain, J.J., Falguères, C., Galehb, B., 2007. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. Quaternary Science Reviews 26, 2701-2723.

Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers / Petroleum Division 146, 54-62.

Arnaud-Fassetta, G., Carcaud, N., Castanet, C., Salvador, P.-G., 2010. Fluviatile palaeoenvironment in archaeological context: geographical position, methodological approach and global change - Hydrological risk issues. Quaternary International 216, 93-117.

Atkinson, T.C., Briffa, K.R., Coope, G.R., 1987. Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains. Nature 325, 587-592.

Aussenac, G., 1972. Etude de l'évapotranspiration réelle de quatre peuplements forestiers dans l'est de la France. Annales des Sciences forestières 29, 369-389.

B

Ballantyne, C.K., 1989. The Loch Lomond Readvance on the Isle of Skye, Scotland: Glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. Journal of Quaternary Science 4, 95-108.

Barber, K.E., Chambers, F.M., Maddy, D., Stoneman, R., Brew, J.S., 1994. A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. The Holocene 4, 198-205.

Barbier, D., Burnouf, J., Visset, L., 2001. Les diagrammes société / végétation: un outil de dialogue interdisciplinaire pour la compréhension des intéractions homme / milieu. Quaternaire 12, 103-108.

Bell, M., Walker, M.J.C., 2005. Late Quaternary Environmental Change: Physical and Human Perspectives. 2e édition. Pearson Education Limited, Harlow.

Bellemlih, S., 1999. Stocks particulaires holocénes et bilans de matières dans un bassin fluviatile en domaine sédimentaire (le bassin du Negron, Sud-Ouest du bassin parisien, France). Thèse de Doctorat, Université François-Rabelais, Tours.

Bennett, H.H., Lowdermilk, W.C., 1938. General Aspects of the Soil erosion Problem, Soils and Men, Yearbook of Agriculture 1938. U.S. Government Printing Office, Washington, p. 581–608.

Bertheulin, J., 1988. Microbial weathering processes in natural environments, In: Lerman, A., Meybeck, M. (Eds.), Chemical Weathering in Geochemical Cycles, ASI Series 251. Kluver Academic Publishers, Dordrecht, pp. 33-60.

Bertran, P., Allenet, G., Fourloubey, C., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Maazouzi, Z., Madelaine, S., Perrière, J., Ponel, P., Casagrande, F., Detrain, L., 2009. Paléoenvironnements tardiglaciaires en Aquitaine: la séquence alluviale de la Brunetière (Bergerac, France). Quaternaire 20, 161-193.

Beurtheret, M., 2006. Réalisation d'un Système d'Information Géographique pour l'exploitation des données archéologiques et environnementales dans le Bassin de la Choisille (Indre-et-Loire). Rapport de stage de Master 2, Université François Rabelais, Tours.

Beyens, L., 1985. On the Subboreal climate of the Belgian Campine as deduced from diatom and testate amoebae analyses. Review of Palaeobotany and Palynology 46, 9-31.

Bianchi, G.G., McCave, N., 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. Nature 397, 515-517.

Bichet, V., Campy, M., Buoncristiani, J.F., Digiovanni, C., Meybeck, M., Richard, H., 1999. Variations in Sediment Yield from the Upper Doubs River Carbonate Watershed (Jura, France) since the Late-Glacial Period. Quaternary Research 51, 267-279.

Bichet, V., Campy, M., Buoncristiani, J.F., Di Giovanni, C., Meybeck, M., Richard, H., 2002. Evolution quantitative de la production sédimentaire d'un bassin versant carbonaté au cours de du Tardiglaciaire et de l'Holocène: l'exemple de la vallée du Doubs (France), In: Bravard, J.P., Magny, M. (Eds.), Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours. Errance, Paris, pp. 161-170.

Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B., INTIMATE members, 1998. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. Journal of Quaternary Science 13, 283-292.

Bohncke, S.J.P., 1993. Lateglacial environmental changes in the Netherlands: spatial and temporal patterns. Quaternary Science Reviews 12, 707-717.

Bohncke, S., Wijmstra, T., 1988. Reconstruction of Late-Glacial lake-level fluctuations in The Netherlands based on palaeobotanical analyses, geochemical results and pollen density data. Boreas 17, 403-425.

Bohncke, S., Vandenberghe, J., 1991. Palaeohydrological development in the Southern Netherlands during the last 15,000 years, In: Starkel, L., Gregory, K.J., Thornes, J.B. (Eds.), Temperate Palaeohydrology. Wiley and Sons, Chichester, pp. 253-281.

Bohncke, S., Vandenberghe, J., Wijmstra, T., 1988. Lake level changes and fluvial activity in the Late-Glacial lowland valleys, In: Lang, G., Schluchter, C. (Eds.), Lake, Mire and River environments. Riedel, Dordrecht, pp. 115-121.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature 365, 143-147.

Bos, J.A.A., Bohncke, S.J.P., Kasse, C., Vandenberghe, J., 2001. Vegetation and Climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany – macrofossil and pollen evidence. Journal of Quaternary Science 16, 269-289.

Bossuet, G., 1997. Contribution des sondages électriques à l'étude des sites de tourbières. L'étang du Lautrey (Jura, France). Quaternaire 8, 359-364.

Bournérias, M., 1984. Guide des groupements végétaux de la région parisienne. 3e édition. Masson, Paris.

Boutin, J.D., 1986. Carte des sols de la Région Centre au 1/50000e et notice explicative, feuille Amboise. Chambre d'agriculture d'Indre et Loire.

Boutin, J.D., 1994. Carte des sols du département d'Indre-et-Loire au 1/50000e et notice explicative, feuille Château-Renault. Chambre d'agriculture d'Indre-et-Loire.

Boutin, J.D., Chopineau, J.L., Froger, D., Thomas, A., 1992a. Carte des sols de la Région Centre au 1/50000e et notice explicative, feuille Tours. Chambre d'agriculture d'Indre-et-Loire.

Boutin, J.D., Chopineau, J.L., Thomas, A., 1992b. Carte des sols de la Région Centre au 1/50000e et notice explicative, feuille Château-du-Loir. Chambre d'agriculture d'Indre-et-Loire.

Bravard, J.P., 1992. Les rythmes d'évolution morphologique des vallées françaises au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Bulletin des Géographes Français 3, 207-223.

Bravard, J.P., 1994. L'incision des lits fluviaux: du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles. Revue de Géographie de Lyon 69, 5-10.

Bridault, A., 1997. Chasseurs, ressources animales et milieux dans le Nord de la France de la fin du Paléolithique à la fin du Mésolithique: problématique et état de la recherche, In: Fagnart, J.P., Thévenin, A. (Eds.), Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest, Actes du 119e congrès des sociétés historiques et scientifiques, Amiens 1994. CTHS, Paris, pp. 165-176.

Bridge, J.S., 2003. Rivers and Floodplains: Forms, Processes and Sedimentary Record. Blackwell Science Ltd, Oxford.

Bronstert, A., Vollmer, S., Ihringer, J., 1995. A Review of the Impact of Land Consolidation on Runoff Production and Flooding in Germany. Physics and Chemistry of the Earth 20, 321-329.

Brown, A.G., 1987. Long-term Sediment Storage in the Severn and Wye Catchments, In: Gregory, K.J., Lewin, J., Thornes, J.B. (Eds.), Palaeohydrology in Practice: A River Basin Analysis. John Wiley and Sons, New York, pp. 307-332.

Brown, A.G., 1990. Holocene floodplain diachronism and inherited downstream variations in fluvial processes: a study of the river Perry, Shroshire, England. Journal of Quaternary Science 5, 39-51.

Brown, A.G., 1997. Alluvial Geoarchaeology: Floodplain Archaeology and Environmental Change. Cambridge University Press, Cambridge.

Brown, A.G., 1998. Fluvial Evidence of the Medieval Warm Period and the Late Medieval Climatic Deterioration in Europe, In: Benito, G., Baker, V.R., Gregory, K.J. (Eds.), Palaeohydrology and Environmental Change. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, pp. 43-52.

Brown, A.G., 2008. Geoarchaeology, the four dimensional (4D) fluvial matrix and climatic causality. Geomorphology 101, 278-297.

Brown, A.G., 2009. Colluvial and alluvial response to land use change in Midland England: An integrated geoarchaeological approach. Geomorphology 108, 92-106.

Brown, A.G., Keough, M.K., 1992a. Palaeochannels and palaeolandsurfaces: the geoarchaeological potential of some Midland floodplains, In: Needham S., Macklin, M.G. (Eds.), Alluvial archaeology in Britain, Oxford Monograph 27. Oxbow Press, Oxford, pp. 185-196.

Brown, A.G., Keough, M., 1992b. Holocene floodplain metamorphosis in the Midlands, United Kingdom. Geomorphology 4, 433-445.

Brown, A.G., Carey, C., Erkens, G., Fuchs, M., Hoffmann, T., Macaire, J.J., Moldenhauer, K.M., Walling, D.E., 2009. From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. Geomorphology 108, 35-47.

Burnouf, J., Carcaud, N., 1999. Le val de Loire en Anjou Touraine: un cours forcé par les sociétés riveraines. Médiévales 36, 17-29.

Burnouf, J., Carcaud, N., Cubizolle, H., Trément, F., Visset, L., Garcin, M., Serieyssol, K., 2001. Les relations sociétés / milieux physiques depuis la fin du Tardiglaciaire: les apports du Programme Loire. Quaternaire 12, 5-13.

C

Caillère, S., Hénin, S., Rautureau, M., 1982. Minéralogie des argiles: Tomes 1 et 2. Masson, Paris.

Campbell, I.D., 1999. Quaternary pollen taphonomy: examples of differential redeposition and differential preservation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 149, 245-256.

Campbell, R.B., Bower, C.A., Richards, C.A., 1948. Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. Proceedings - Soil Science Society of America 13, 66-69.

Campy, M., Macaire, J.J., 2003. Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux, 2e édition. Dunod, Paris.

Canti, M., 1998. Origin of calcium carbonate granules found in buried soils and Quaternary deposits. Boreas 27, 275-288.

Carcaud, N., Cyprien, A.L., Visset, L., 2000. Marais et vallées de la Loire, mémoire des paysages depuis dix mille ans. Etude comparative des marais de Distré et Champtocé et de la vallée de la Loire à Montjean-sur-Loire. Archives d'Anjou 4, 187-215.

Carcaud, N., Garcin, M., Visset, L., Musch, J., Burnouf, J., 2002. Nouvelle lecture de l'évolution des paysages fluviaux à l'holocène dans le bassin de la Loire moyenne, In: Bravard, J.P., Magny, M. (Eds.), Les fleuves ont une histoire, paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans. Errance, Paris, pp. 71-84.

Castanet, C., 2008. La Loire en Val d'Orléans. Dynamiques fluviales et socio-environnementales durant les derniers 30000 ans: de l'hydrosystème à l'anthroposystème. Thèse de Doctorat, Université de Paris 1.

Cavelier, C., Guillemin, C.B., Lablanche, G., Rasplus, L., Riveline, J., 1979. Précisions sur l'âge des calcaires lacustres du sud du bassin de Paris d'après les Characées et les Mollusques. Bulletin du BRGM (deuxième série) Section I, n°1, 27-30.

Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. Springer-Verlag, New-York.

Champagne, F., 2007. Fondettes - St Cyr sur Loire "Bd périphérique nord-ouest de Tours" (Indre et Loire): Diagnostic Archéologique. Rapport Final D'opération, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, N° de projet INRAP 2004-1422d.

Chapman, S.B., Rose, R.J., 1991. Change in the vegetation at Coon Rigg Moss National Nature Reserve within the period 1958-86. Journal of Applied Ecology 28, 140-153.

Chartin, C., 2007. Variabilité de la géométrie des stocks sédimentaires (alluvions et colluvions) dans le bassin versant de la Choisille (Bassin Parisien, France). Analyses par méthodes géophysiques. Rapport de stage de recherche de Master 2, Université François-Rabelais de Tours, p. 40.

Chiverrell, R.C., Foster, G.C., Thomas, G.S.P., Marshall, P., 2010. Sediment transmission and storage: the implications for reconstructing landform development. Earth Surface Processes and Landforms 35, 4-15.

Clavel, B., Cloquier, C., 2004. Contribution des sources documentaires et archéologiques à l'étude des pratiques halieutiques fluviales médiévales et modernes dans le bassin de la Somme, In: Burnouf, J., Leveau, P. (Eds.), Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture. CTHS, Paris, pp. 201-210.

Comas, X., Slater, L., Reeve, A., 2004. Geophysical evidence for peat basin morphology and stratigraphic controls on vegetation observed in a Northern Peatland. Journal of Hydrology 295, 173-184.

Coope, G.R., Lemdahl, G., Lowe, J.J., Walking, A., 1998. Temperature gradients in northern Europe during the last glacial-Holocene transition (14-9 ^{14}C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. Journal of Quaternary Science 13, 419-433.

Cordier, G., 1983. Toponymie paléosidérurgique de la Touraine. Norois 119, 421-433.

Crutzen, P.J., Stoermer, E.F., 2000. The "Anthropocene". Global Change IGBP Newsletter 41, 17-18.

Cyprien, A.L., 2002. Chronologie de l'interaction de l'homme et du milieu dans l'espace central et aval de la Loire (Ouest de la France). Thèse de Doctorat, Université de Nantes.

Cyprien, A.L., Visset, L., 2007. Etude palynologique du site de Riabelais (vallée de la Choisille) (Fondettes et Saint-Cyr) - Rapport définitif. Université de Nantes.

Cyprien, A.L., Carcaud, N., Visset, L., 2001. Etude paléoenvironnementatale du Marais de Distré (Saumurois): géoarchéologie d'une zone humide depuis le Préboréal. Quaternaire 12, 89-101.

Cyprien, A.L., Visset, L., Carcaud, N., 2004. Evolution of vegetation landscapes during the Holocene in the central and downstream Loire basin (Western France). Vegetation History and Archaeobotany 13, 181-196.

Cyprien-Chouin, A.L., Visset, L., Carcaud, N., Charrieau, L., 2004. Etudes palynologiques du site de la Grande Brousse, Vallée de la Choisille, Communes de Cérelles et Chanceaux-sur-Choisille (Indre-et-Loire). Rapport Définitif. Université de Nantes.

Cyprien-Chouin, A.L., Visset, L., 2006a. Analyse palynologique du site de Bois-Jésus BJE 12 - Rapport complémentaire novembre 2006. Université de Nantes.

Cyprien-Chouin, A.L., Visset, L., 2006b. Etude palynologique du site de Charcenay - CHA 11 - vallée de la Choisille - Rapport définitif novembre 2006. Université de Nantes.

D

Dansgaard, W., White, J.W.C., Johnsen, S.J., 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. Nature 339, 532-534.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature 364, 218-220.

Darwin, C., 1881. The formation of vegetable mould, through the action of worms, with observations on their habits. John Murray, London.

Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., Data Contributors, 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. Quaternary Science Reviews 22, 1701-1716.

de Beaulieu, J.L., Reille, M., 1992. The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France) a new pollen profile. Quaternary Science Reviews 11, 431-438.

de Moor, J.J.W., Verstraeten, G., 2008. Alluvial and coluvial sediment storage in the Geul River catchment (The Netherlands) - Combining field and modelling data to construct a Late Holocene sediment budget. Geomorphology 95, 487-503.

de Moor, J.J.W., Kasse, C., van Balen, R., Vandenberghe, J., Wallinga, J., 2008. Human and climate impact on catchment development during the Holocene - Geul River, the Netherlands. Geomorphology 98, 316-339.

Dearing, J., 1999. Environmental Magnetic Susceptibility Using the Bartington MS2 System, 2e édition. British Library Cataloguing in Publication Data, London.

Dearing, J.A., 2006. Climate-human-environment interactions: resolving our past. Climate of the Past 2, 187-203.

Dearing, J.A., Jones, R.T., 2003. Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediments records. Global and Planetary Change 39, 147-168.

Dellile, T., Augé, M., 2009. Hydrologie préboréale du site de la Choisille (Loire) par l'étude des assemblages fossiles en Chironomidés (Diptères). Rapport de stage de Master 1, Université Paul Cézanne, Aix-Marseille 3.

Denis, M., 2009. Etude de la susceptibilité magnétique des sédiments fluviatiles de la vallée de la Choisille (Indre-et-Loire, France). Rapport de stage de Licence 3, Université François-Rabelais, Tours.

Denton, G.H., Karlén, W., 1973. Holocene climatic variations-Their pattern and possible cause. Quaternary Research 3, 155-174.

Deschodt, L., 2002. Une phase de sédimentation alluviale au Préboréal initial dans la vallée de l'Escaut (Nord de la France). Quaternaire 13, 149-152.

Dewolf, Y., Mathieu, C., Callot, G., 1983. Les argiles à silex du Bassin de Paris. Bulletin de la Société géologique de France (7) XXV-1, 25-29.

Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Campy, M., Macaire, J.J., 1999. Variability of the ancient organic supply in modern humus. Analusis 27, 398-402.

Disnar, J.R., Guillet, B., Keravis, D., Di-Giovanni, C., Sebag, D., 2003. Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. Organic Geochemistry 34, 327-243.

Dotterweich, M., 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment - A review. Geomorphology 101, 192-208.

Dubois, J., Diament, M., 2001. Géophysique. 2ème édition. Dunod, Paris.

Duchaufour, P., 1983. Pédologie, 1 - Pédogenèse et classification. Masson, Paris.

Dupont, L.M., Brenninkmeijer, C.A.M., 1984. Palaeobotanic and isotopic analyses of late Subboreal and early Subatlantic peat from Engbertsdijksveen VII, The Netherlands. Review of Palaeobotany and Palynology 41, 241-271.

E

Eisma, D., 1993. Suspended Matter in the Aquatic Environment. Springer-Verlag, Berlin.

Elwell, H.A., Stocking, M.A., 1976. Vegetal cover to estimate soil erosion hazard in Rhodesia. Geoderma 15, 61-70.

Emontspohl, A.F., 1994. Enregistrement pollinique du début du Weichsélien et de l'Holocène à Fampoux, vallée de la Scarpe (Nord, France). Quaternaire 5, 35-40.

Erkens, G., Dambeck, R., Volleberg, K.P., Bouman, M.T.I.J., Bos, J.A.A., Cohen, K.M., Wallinga, J., Hoek, W.Z., 2009. Fluvial terrace formation in the northern Upper Rhine Graben during the last 20 000 years as a result of allogenic controls and autogenic evolution. Geomorphology 103, 476-495.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième Partie. Revue de l'Institut Français du Pétrole 40, 755-784.

F

Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature 342, 637-642.

Ferdière, A., 1988. Les campagnes en Gaule romaine, Tome 1: les hommes et l'environnement en Gaule rurale (52 av. J.-C. - 486 ap. J.-C.). Errance, Paris.

Ferdière, A., Courtois, J., Hirn, V., Poirier, N., 2007. Rapport de prospection dans la vallée de la Choisille - Communes de Nouzilly et Saint-Laurent-en-Gâtines (37) (stage de prospection, janvier 2007). Laboratoire Archéologie et Territoires, UMR 6173 CITERES, Université François-Rabelais de Tours.

Fischer, T.G., Derald, G.T., Andrews, J.T., 2002. Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. Quaternary Science Reviews 21, 873-878.

Fourmont, A., 2005. Quantification de l'érosion et de la sédimentation dans le bassin de Sarlième (Massif central, France) au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Impact des facteurs naturels et anthropiques. Thèse de Doctorat, Université François Rabelais de Tours.

Friedman, G.M., Sanders, J.E., 1978. Principles of Sedimentology. John Wiley and Sons, New York.

Friedrich, M., Kromer, B., Kaiser, K.F., Spurk, M., Hughen, K.A., Johnsen, S., 2001. High-resolution climate signals in the Bølling-Allerød Interstadial (Greenland Interstadial 1) as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice-core records. Quaternary Science Reviews 20, 1223-1232.

Frings, R.M., Berbee, B.M., Erkens, G., Kleinhans, M.G., Gouw, J.P., 2009. Human-induced changes in bed shear stress and bed grain size in the River Waal (The Netherlands) during the past 900 years. Earth Surface Processes and Landforms 34, 503-514.

Froese, D.G., Smith, D.G., Clement, D.T., 2005. Characterizing large river history with shallow geophysics: Middle Yukon River, Yukon Territory and Alaska. Geomorphology 67, 391-406.

G

Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, Experimental design and statistical models. Archaeometry 41, 339-364.

Gandouin, E., Franquet, E., Van Vliet-Lanoë, B., 2005. Chironomids (Diptera) in river floodplains: their status and potential use for palaeoenvironmental reconstruction purposes. Archiv für Hydrobiologie 162, 511-534.

Gandouin, E., Maasri, A., Van Vliet-Lanoë, B., Franquet, E., 2006. Chironomid (Insecta: Diptera) assemblages from a gradient of lotic and lentic waterbodies in river floodplains of France: a methodological tool for paleoecological applications. Journal of Paleolimnology 35, 149-166.

Gandouin, E., Ponel, P., Franquet, E., Van Vliet-Lanoë, B., Andrieu-Ponel, V., Keen, D.H., Brocandel, M., 2007. Chironomid responses (Insect: Diptera) to Younger Dryas and Holocene environmental changes in a river floodplain from northern France (St-Momelin, St-Omer basin). The Holocene 17, 331-347.

Gandouin, E., Ponel, P., Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., de Beaulieu, J.L., Djamali, M., Franquet, E., Van Vliet-Lanoë, B., Alvitre, M., Meurisse, M., Brocandel, M., Brulhet, J., 2009. 10,000 years of vegetation history of the Aa palaeoestuary, St-Omer Basin, northern France. Review of Palaeobotany and Palynology 156, 307-318.

Gao, C., Boreham, S., Preece, R.C., Gibbard, P.L., Briant, R.M., 2007. Fluvial response to rapid climate change during the Devensian (Weichselian) Lateglacial in the River Great Ouse, southern England, UK. Sedimentary Geology 202, 193-210.

Garcin, M., Giot, D., Farjanel, G., Gourry, J.C., Kloppman, W., Négrel, P., 1999. Géométrie et âge des alluvions du lit majeur de la Loire moyenne, exemple du Val d'Avaray (Loir et Cher, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 329, 405-412.

Garcin, M., Farjanel, G., Giot, D., 2001. Eléments radiochronologiques et palynologiques sur les alluvions du lit majeur de la Loire (Val d'Avaray, Loir-et-Cher, France). Quaternaire 12, 69-88.

Garcin, M., Carcaud, N., Gautier, E., Burnouf, J., Castanet, C., Fouillet, N., 2006. Impacts des héritages sur un hydrosystème: l'exemple des levées en Loire moyenne et océanique, In: Allée, P., Lespez, L. (Eds.), L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 225-236.

Gaultier, M., 2007. Fondettes, « La Vermicellerie », (37), Projet collectif de recherche: Habitat rural du Moyen Âge en région Centre. Laboratoire Archéologie et Territoire - Institut National de Recherches Archéologiques Préventives.

Gaultier, M., à paraître. Boulevard Périphérique nord-ouest de Tours: La Vermicellerie, un site du haut Moyen Âge (Fondettes, 37), rapport de fouille archéologique. Conseil général d'Indre-et-Loire, SRA Centre, Orléans.

Gay, I., Macaire, J.J., Cocirta, C., 1998. Evolution qualitative des flux particulaires depuis 12600 ans dans le bassin du lac Chambon, Massif central, France. Bulletin de la Société Géologique de France 169, 301-314.

Gazowski, Z., 1994. L'enfoncement du lit de la Loire. Revue de Géographie de Lyon 69, 41-45.

Gerasimov, I.P., Velichko, A.A., 1982. Paleogeography of Europe (during the Last One Hundred Thousand Years). Atlas-Monograph, Russian Academy of Sciences, Institute of Geography, Moscow.

GIEC, 2007. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. GIEC, Genève, p. 103.

Gigout, M., Estéoule, J., Estéoule-Choux, J., Rasplus, L., 1969. Les faciès argilo-siliceux du Sénonien de Touraine. Bulletin du BRGM (deuxième série) Section I, 3, 17-44.

Giret, A., 1984. Deux bassins versants en Touraine: Choisille et Brenne. Etude physique comparée. Thèse de Doctorat, Université de Tours.

Gogo, S., Laggoun-Défarge, F., Delarue, F., Lottier, N., *sous presse*. Invasion of a *Sphagnum*-peatland by *Betula* spp and *Molinia caerulea* impacts organic matter biochemistry. Implications for carbon and nutrient cycling. Biogeochemistry, DOI : 10.1007/s10533-010-9433-6.

Gogo, S., Laggoun-Defarge, F., Delarue, F., Balde, M.O., Disnar, J.R., Analysis of peat stable aggregates reveals the effect of native vascular plant invasion on the chemical properties of the peat. I: a field core study. *Soumis à Geoderma*.

Golledge, N.R., 2010. Glaciation of Scotland during the Younger Dryas stadial: a review. Journal of Quaternary Science 25, 550–566.

Gourry, J.C., Vermeersch, F., Garcin, M., Giot, D., 2003. Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the Val d'Avaray area of the River Loire, France. Journal of Applied Geophysics 54, 35-49.

Gray, D.H., Leiser, A.T., 1982. Biotechnical Slope Protection and Erosion Control. Van Nostrand Reinhold Co., New York.

Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.V.C., Johnsen, S., Jouzeln, J., 1993. Comparison of oxygen isotopes records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature 366, 552-554.

Grove, J.M., 1986. The Little Ice Age. Methuen, London.

Grove, J.M., Switsur, R., 1994. Glacial geological evidence for the Medieval Warm Period. Climatic Change 26, 143-169.

Guichané, R., 2002. Le savoir des constructeurs de moulins hydrauliques et l'équipement des cours d'eau en Touraine du Moyen-Age à l'époque subcontemporaine. Thèse de Doctorat, Université François-Rabelais, Tours.

Guiot, J., 1987. Late Quaternary Climatic Change in France Estimated from Multivariate Pollen Time Series. Quaternary Research 28, 100-118.

Guiot, J., Pons, A., de Beaulieu, J.L., 1989. A 140 000-years continental climate reconstructions from two European pollen records. Nature 338, 309-313.

Guiot, J., Harrison, S., Prentice, I.C., 1993a. Reconstruction of Holocene Precipitation Patterns in Europe Using Pollen and Lake-Level Data. Quaternary Research 40, 139-149.

Guiot, J., de Beaulieu, J.L., Cheddadi, R., David, F., Ponel, P., Reille, M., 1993b. The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 103, 73-93.

Gurnell, A.M., Gregory, K.J., 1987. Vegetation characteristics and the prediction of runoff: Analysis of an experiment in the New Forest, Hampshire. Hydrological Processes 1, 125-142.

H

Haak, W., Balanovsky, O., Sanchez, J.J., Koshel, S., Zaporozhchenko, V., Adler, C.J., Der Sarkissian, C.S.I., Brandt, G., Schwarz, C., Nicklisch, N., Dresely, V., Fritsch, B., Balanovska, E., Villems, R., Meller, H., Alt, K.W., Cooper, A., Consortium, t.G., 2010. Ancient DNA from European Early Neolithic Farmers Reveals Their Near Eastern Affinities. PLoS Biology 8, e1000536.

Haesaerts, P., 1984a. Les formations fluviatiles pléistocènes du bassin de la Haine (Belgique). Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire 21, 19-26.

Haesaerts, P., 1984b. Aspects de l'évolution du paysage et de l'environnement en Belgique au Quaternaire, In: Cahen, D., Haesaerts, P. (Eds.), Peuples chasseurs de la Belgique dans leur cadre naturel. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Bruxelles, pp. 27-39.

Harrison, S.P., Sanchez Goñi, M.F., 2010. Global patterns of vegetation response to millennial-scale variability and rapid climate change during the last glacial period. Quaternary Science Reviews 29, 2957-2980.

Havinga, A.J., 1964. Investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores. Pollen Spores 6, 621-635.

Heathwaite, A.L., Burt, T.P., Trudgill, S.T., 1990. Land-use controls on sediment production in a lowland catchment, South-West England, In: Boardman, J., Foster, I.D.L., Dearing, J.A. (Eds.), Soil Erosion on Agricultural Land. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp. 70-86.

Heim, J., 1970. Les relations entre les spectres polliniques récents et la végétation actuelle en Europe occidentale. Publication du Laboratoire de Palynologie, Université de Louvain.

Heiri, O., Millet, L., 2005. Reconstruction of Late Glacial summer temperatures from chironomid assemblages in Lac Lautrey (Jura, France). Journal of Quaternary Science 20, 33-44.

Hinschberger, F., Fourmont, A., Macaire, J.J., Bréhéret, J.G., Guérin, R., Bakyono, J.P., 2006. Contribution of geophysical surveys to the study of fine grained lacustrine sediments. Application to the Sarlième marsh (Massif Central, France). Bulletin de la Société Géologique de France 177, 311-322.

Hoffmann, T., Erkens, G., Cohen, K.M., Houben, P., Seidel, J., Dikau, R., 2007. Holocene floodplain sediment storage and hillslope erosion within the Rhine catchment. The Holocene 17, 105-118.

Hoffmann, T., Lang, A., Dikau, R., 2008. Holocene river activity: analysing ^{14}C-dated fluvial and colluvial sediments from Germany. Quaternary Science Reviews 27, 2031-2040.

Holmes, J., Arrowsmith, C., Austin, W., Boyle, J., Fisher, E., Holme, R., Marshall, J., Oldfield, F., van der Post, K., 2010. Climates and atmospheric circulation changes over the past 1000 years reconstructed from oxygen isotopes in lake-sediment carbonate from Ireland. The Holocene 20, 1105-1111.

Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. Société Géologique du Nord 12, p. 136.

Houben, P., 2003. Spatio-temporally variable response of fluvial systems to Late Pleistocene climate change: a case study from central Germany. Quaternary Science Reviews 22, 2125-2140.

Houben, P., 2008. Scale linkage and contingency effects on field-scale and hillslope-scale controls of long-term erosion: Anthropogeomorphic sediment flux in agricultural loess watersheds of Southern Germany. Geomorphology 101, 172-191.

Houben, P., Nolte, S., Rittweger, H., Wunderlich, J., 2001. Lateglacial and Holocene environmental change indicated by fluvial deposits of the Hessian Depression (Central Germany), In: Maddy, D., Macklin, M.G., Woodward, J.C. (Eds.), River Basin Sediment Systems — Archives of Environmental Change. Balkema, Rotterdam, pp. 249-264.

Howard, A.D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation, Bulletin of the American Association of petroleum Geologists, pp. 2246-2259.

Hudson-Edwards, K., 2007. Fluvial environments, In: Perry, C., Taylor, K. (Eds.), Environmental Sedimentology. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 75-108.

Hugues, M.K., Diaz, H.F., 1994. Was there a 'Medieval Warm Period', and if so, where and when? Climatic Change 26, 109-142.

Huisink, M., 1999. Lateglacial river sediment budgets in the Maas valley, The Netherlands. Earth Surface Processes and Landforms 24, 93-109.

Huijzer, A.S., Isarin, R.F.B., 1997. The reconstruction of past climate using multi-proxy evidence: an example of the Weichselian Pleniglacial in Northwest and Central Europe. Quaternary Science Reviews 16, 513-533.

Huijzer, B., Vandenberghe, J., 1998. Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. Journal of Quaternary Science 13, 391-417.

I

Isarin, R.F.B., 1997. Permafrost Distribution and Temperatures in Europe During the Younger Dryas. Permafrost and Periglacial Processes 8, 313-333.

Isarin, R.F.B., Bohncke, S.J.P., 1999. Mean July Temperatures during the Younger Dryas in Northwestern and Central Europe as Inferred from Climate Indicator Plant Species. Quaternary Research 51, 158-173.

Iversen, J., 1944. Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators. A contribution to the study of the post-glacial temperature climate. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 66, 463-483.

J

Jacquet, G., 2002. L'homme et la forêt au Moyen Âge dans la région de Tours (F-37): l'approvisionnement en bois des villes tourangelles à la fin du Moyen-Âge, In: Richard, H., Vignot, A. (Eds.), Equilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'ouest, Actes du colloque international de Besançon, septembre 2000. Annales littéraires 730. Série "Environnement, sociétés et archéologie" 3. Presses Universitaires Franc-Comtoises, Besançon, pp. 447-453.

Jamagne, M., 1966. Principes de classification régionale des sols. Science du sol 2, 41-64.

Jeanroy, E., 1983. Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées. Thèse de Doctorat, Université de Nancy 1.

Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. Nature 359, 311-313.

Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdottir, A.E., White, J., 2001. Oxygene isotope and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. Journal of Quaternary Science 16, 299-307.

Joly, C., Visset, L., 2007. Etude paléoenvironnementale des Naudières - Vallée de la Choisille. Rapport d'analyse. Université de Nantes.

Jones, R.T., Marshall, J.D., Crowley, S.F., Bedford, A., Richardson, N., Bloemendal, J., Oldfield, F., 2002. A high resolution, multiproxy Late-glacial record of climate change and intrasystem responses in northwest England. Journal of Quaternary Science 17, 329-340.

K

Kalis, A.J., Merkt, J., Wunderlich, J., 2003. Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe - human impact and natural causes. Quaternary Science Reviews 22, 33-79.

Kasse, C., Hoek, W.Z., Bohncke, S.J.P., Konert, M., Weijers, J.W.H., Cassee, M.L., Van Der Zee, R.M., 2005. Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. Journal of Quaternary Science 20, 377-394.

Kasse, C., Vandenberghe, J., De Corte, F., Van den Haute, P., 2007. Late Weichselian fluvio-aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands): sedimentary environments, climate record and age. Journal of Quaternary Science 22, 695-708.

Keesstra, S.D., van Huissteden, J., Vandenberghe, J., Van Dam, O., Pleizier, I.D., 2005. Evolution of the morphology of the river Dragonja (SW Slovenia) due to land-use changes. Geomorphology 69, 191-207.

Keller, G.V., Frischknecht, F.C., 1966. Electrical methods in geophysical prospecting, International series of monographs on electromagnetic waves 10. Pergamon Press, Oxford.

Klein, C., 1965. Argiles à silex et craies à silex à l'Ouest et au Sud-Ouest du bassin parisien. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris 260, 6418-6421.

Knighton, D., 1998. Fluvial Forms and Processes: A New Persepective. Arnold, London.

Knox, J.C., 1972. Valley alluviation in southwestern Wisconsin. Annals of the Association of American Geographers 62, 401-410.

Knox, J.C., 1984. Responses of river systems to Holocene climate, In: Wright, H.E. (Ed.), Late Quaternary Environments of the United States, Vol.2 The Holocene. Longman, London, pp. 26-41.

Knox, J.C., 2001. Agricultural influence on landscape sensitivity in the Upper Mississipi River Valley. Catena 42, 193-224.

Knox, J.C., 2006. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: Natural versus human accelerated. Geomorphology 79, 286-310.

Kozarski, S., 1983. River channel changes in the middle reach of the Warta river, Great Poland Lowland. Quaternary Studies in Poland 4, 154-169.

Krzyszkowski, D., 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy and plaeo-environments in central Poland. Boreas 19, 333-350.

Kukal, Z., 1971. Geology of Recent Sediments. Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences, Prague.

L

Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., Macaire, J.J., 1998. Relations quantitatives entre les craies à silex et les formations résiduelles à silex de l'ouest du bassin de Paris. Geodinamica Acta 11, 171-181.

Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., 2002. Classification and origin of the clay-with-flints of the Western Paris Basin (France). Zeitschrift für Geomorphologie 46, 69-91.

Lamb, M.P., Dietrich, W.E., Sklar, L.S., 2008. A model for fluvial bedrock incision by impacting suspended and bed load sediment. Journal of Geophysical Research 113, F03025, doi:03010.01029/02007JF000915.

Lang, A., 2003. Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. Catena 51, 209-221.

Lang, A., Bork, H.R., Mäckel, R., Preston, N., Wunderlich, J., Dikau, R., 2003. Changes in sediment flux and storage within a fluvial system: some examples from the Rhine catchment. Hydrological Processes 17, 3321-3334.

Langbein, W.B., Schumm, S.A., 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. American Geophysical Union 39, 1076-1084.

Larue, J.P., 2002. Small valley bottom deposits in sandy districts of the Sarthe basin (France): climatic and/or human origin? Geomorphology 45, 309-323.

Lautridou, J.P., Martin, P., Puissegur, J.J., 1974. Loess, heads, nappes alluviales et niveaux marins dans la Basse-Seine; essais de corrélation entre les coupes de Saint-Romain, de Tancarville, de Cléon, et de Saint-Pierre-les-Elbeuf. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire 11, 208-211.

Lecointre, G., 1947. La Touraine. Hermann & Cie, Paris.

Lecointre, G., 1959. Tectonique du Sud-Ouest du Bassin de Paris. Publication du BRGM 22, 7-103.

Lee, C.R., Skogerboe, J.G., 1985. Quantification of erosion control by vegetation on problem soils, In: El-Swaify, S.A., Moldenhauer, W.C., Lo, A. (Eds.), Soil erosion and conservation. Soil Conservation Society of America, Ankeny, pp. 437-444.

Legleiter, C.J., Lawrence, R.L., Fonstad, M.A., Marcus, W.A., Aspinall, R., 2003. Fluvial response a decade after wildfire in the northern Yellowstone ecosystem: a spatially explicit analysis. Geomorphology 54, 119-136.

Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P., 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. Dover Publications, Inc., New-York.

Leroyer, C., Pastre J.F., Fontugne, M., Limondin-Lozouet, N., 1997. Le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène dans le bassin aval de la Marne (Seine et Marne, France): chronostratigraphie et environnement des occupations humaines, In: Fagnart, J.P., Thévenin, A. (Eds.), Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest, Actes du 119e congrès des sociétés historiques et scientifiques, Amiens 1994. CTHS, Paris, pp. 151-164.

Lespez, L., Clet-Pellerin, M., Limondin-Lozouet, N., Pastre J.F., Fontugne, M., 2005. Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires holocènes dans les petites vallées de l'ouest du Bassin parisien, l'exemple de la Mue (Basse Normandie). Quaternaire 16, 273-298.

Limondin, N., 1995. Late-Glacial and Holocene Malacofaunas from Archaeological Sites in the Somme Valley (North France). Journal of Archaeological Science 22, 683-698.

Limondin-Lozouet, N., 1998. Sucessions malacologiques du Tardiglaciaire weichsélien: corrélations entre séries du nord de la France et du sud-est de la Grande-Bretagne. Quaternaire 9, 217-225.

Limondin-Lozouet, N., Antoine, P., 2001. Palaeoenvironmental changes inferred from malacofaunas in the Lateglacial and early Holocene fluvial sequence at Conty, northern France. Boreas 30, 148-154.

Limondin-Lozouet, N., Bridault, A., Leroyer, C., Ponel, P., Antoine, P., Chaussé, C., Munaut, A.V., Pastre, J.F., 2002. Evolution des écosystèmes de fond de vallée en France septentrionale au cours du Tardiglaciaire: l'apport des indicateurs biologiques, In: Bravard, J.P., Magny, M. (Eds.), Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours. Errance, Paris, pp. 45-62.

Lotter, A.F., Eicher, U., Birks, H.J.B., Siegenthaler, U., 1992. Late Glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediment. Journal of Quaternary Science 7, 187-204.

Low, A.J., 1972. The effect of cultivation on the structure and other physical characteristics of grassland and arable soils (194-970). Journal of Soil Science 23, 363-380.

Lowe, J.J., Walker, M.J.C., 1997. Reconstructing Quaternary environments, second edition. Addison Wesley Longman, Harlow.

Lowe, J.J., Ammann, B., Birks, H.H., Björck, S., Coope, G.R., Cwynar, L., De Beaulieu, J.L., Mott, R.J., Peteet, D.M., Walker, M.J.C., 1994. Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14-9 ka BP): A contribution to IGCP-253. Journal of Quaternary Science 9, 185-198.

Lowrie, W., 1997. Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge.

M

Macaire, J.J., 1981. Contribution à l'étude géologique et paléopédologique du Quaternaire dans le Sud-Ouest du bassin de Paris (Touraine et ses abords). Thèse de Doctorat, Université de Tours.

Macaire, J.J., 1983. Evolution du réseau hydrographique dans le sud-ouest du Bassin de Paris pendant le Pliocène et le Quaternaire. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire 16, 183-195.

Macaire, J.J., 1986a. Apport de l'altération superficielle à la stratigraphie - Exemple des formations alluviales et éoliennes plio-quaternaires de Touraine (France). Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire 3, 233-245.

Macaire, J.J., 1986b. Sequence of polycyclic soils formed on Plio-Quaternary alluvial deposits in south-western Paris Basin (France): paleoecological significance. Catena 13, 29-46.

Macaire, J.J., 1990. L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels: de la géodynamique à la chronostratigraphie. Quaternaire 1, 41-49.

Macaire, J.J., Mignot, Y., 1979. Sur la présence de failles sous l'agglomération de Tours. Bulletin du BRGM (deuxième série) Section I, n°3, 191-196.

Macaire, J.J., Bellemlih, S., Di-Giovanni, C., De Luca, P., Visset, L., Bernard, J., 2002. Sediment yield and storage variations in the Negron River catchment (south-western Parisian Basin, France) during the Holocene period. Earth Surface Processes and Landforms 27, 991-1009.

Macaire, J.J., Di-Giovanni, C., Hinschberger, F., 2005. Relations entre production organique et apports terrigènes dans les sédiments fluviatiles holocènes: observations et conclusions hétérodoxes. Comptes Rendus Geosciences 337, 735-744.

Macaire, J.J., Bernard, J., Di-Giovanni, C., Hinschberger, F., Limondin-Lozouet, N., Visset, L., 2006. Quantification and regulation of organic and mineral sedimentation in a late Holocene floodplain as a result of climatic and human impacts (Taligny marsh, Parisian Basin, France). The Holocene 16, 647-660.

Macaire, J.J., Fourmont, A., Argant, J., Bréhéret, J.G., Hinschberger, F., Trément, F., 2010. Quantitative analysis of climate versus human impact on sediment yield since the Lateglacial: The Sarlième palaeolake catchment (France). The Holocene 20, 497-516.

Mäckel, R., Schneider, R., Seidel, J., 2003. Anthropogenic impact on the landscape of southern Badenia (Germany) during the Holocene–documented by colluvial and alluvial sediments. Archaeometry 45, 487-501.

Macklin, M.G., 1996. Fluxes and storage of sediment associated heavy metals in floodplain systems: assessment and river basin management issues at a time of rapid environmental change, In: Anderson, M.G., Walling, D.E., Bates, P.D. (Eds.), Floodplain Processes. John Wiley, Chichester, pp. 441-460.

Macklin, M.G., 1999. Holocene river environment in prehistoric Britain: human interaction and impact. Quaternary Proceedings 7, 521-530.

Macklin, M.G., Needham, S., 1992. Studies in alluvial archaeology: potential and prospect, In: Needham S., Macklin, M.G. (Eds.), Alluvial archaeology in Britain, Oxford Monograph 27. Oxbow Press, Oxford, pp. 9-23.

Macklin, M.G., Lewin, J., 2003. River sediments, great floods and centennial-scale Holocene climate change. Journal of Quaternary Science 18, 101–105.

Macklin, M.G., Jones, A.F., Lewin, J., 2009. River response to rapid Holocene environmental change: evidence and explanation in British catchments. Quaternary Science Reviews 29, 1555-1576.

Madej, M.A., Sutherland, D.G., Lisle, T.E., Pryor, B., 2009. Channel response to varying sediment input: A flume experiment modeled after Redwood creek, California. Geomorphology 103, 507-519.

Magny, M., 1993. Solar Influences on Holocene Climatic Changes Illustrated by Correlations between Past Lake-Level Fluctuations and the Atmospheric ^{14}C Record. Quaternary Research 40, 1-9.

Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. Quaternary International 113, 65-79.

Magny, M., Ruffaldi, P., 1995. Younger Dryas and early Holocene lake-level fluctuations in the Jura mountains, France. Boreas 24, 155-172.

Magny, M., Bégeot, C., 2004. Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outburst from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. Quaternary Research 61, 181-192.

Magny, M., Haas, J.N., 2004. A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. Journal of Quaternary Science 19, 423-430.

Magny, M., Guiot, J., Schoellammer, P., 2001a. Quantitative Reconstruction of Younger Dryas to Mid-Holocene Paleoclimates at Le Locle, Swiss Jura, Using Pollen and Lake-Level Data. Quaternary Research 56, 170-180.

Magny, M., Marguet, A., Chassepot, G., Richard, H., Billaud, Y., 2001b. Early and late Holocene water-level fluctuations of Lake Annecy, France: sediment and pollen evidence and climatic implications. Journal of Paleolimnology 25, 215-227.

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 at Arbon-Bleiche, Switzerland. Quaternary Research 65, 3-19.

Magny, M., Vannière, B., de Beaulieu, J.L., Bégeot, C., Heiri, O., Millet, L., Peyron, O., Walter-Simonnet, A.V., 2007. Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. Quaternary Science Reviews 26, 1951-1964.

Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E., Donner, J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas 3, 109-126.

Manivit, J., Desprez, N., Monciardini, C., 1975. Carte géologique au 1/50000 et notice explicative, feuille Château-Renault (427). Editions du BRGM.

Manivit, J., Macaire, J.J., Maget, P., 1998. Carte géologique au 1/50000 et notice explicative, feuille Château-du-Loir (426). Editions du BRGM.

Mann, M.E., 2002a. Medieval climatic optimum, In: MacCracken, M.C., Perry, J.S. (Eds.), Encyclopedia of Global Environmental Change, Vol. 1: The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change. Wiley, Chichester, pp. 514-516.

Mann, M.E., 2002b. Little Ice Age, In: MacCracken, M.C., Perry, J.S. (Eds.), Encyclopedia of Global Environmental Change, Vol. 1: The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change. Wiley, Chichester, p. 504–509.

Marquet, J.C., 1999. La Préhistoire en Touraine. Editions CLD, Chambray-lès-Tours.

Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy. Quaternary Research 27, 1-29.

Mazoyer, M., Roudart, L., 1997. Histoire des agricultures du monde. Du Néolithique à la crise contemporaine. Seuil, Paris.

McDermott, F., Frisia, S., Huang, Y., Longinelli, A., Spiro, B., Heaton, T.H.E., Hawkesworth, C.J., Borsato, A., Keppens, E., Fairchild, I.J., van der Borg, K., Verheyden, S., Selmo, E., 1999. Holocene climate variability in Europe: Evidence from $\delta^{18}O$, textural and extension-rates variations in three speleothems. Quaternary Science Reviews 18, 1021-1038.

McNeil, J.D., 1980a. Electromagnetic conductivity of soils and rocks - Technical note TN-5. Geonics Ltd., Mississauga.

McNeil, J.D., 1980b. Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers. - Technical note TN-6. Geonics Ltd., Mississauga.

Meade, R.H., Yuzyk, T.R., Day, T.J., 1990. Mouvement and storage of sediment in rivers of the United States and Canada, In: Wolman, M.G., Riggs, H.C. (Eds.), Surface Water Hydrology. The Geological Society of America, Boulder, pp. 255-280.

Mech, S.J., Free, G.R., 1942. Movement of Soil During Tillage Operations. Agricultural Engineering 23, 379-382.

Meybeck, M., 1987. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. American Journal of Science 287, 401-428.

Meybeck, M., Ragu, A., 1996. River Discharges to the Oceans. An assessment of suspended solids, major ions, and nutrients. Environment Information and Assessment Rpt., Nairobi.

Meybeck, M., Vörösmarty, C., 2005. Fluvial filtering of land-to-ocean fluxes: from natural Holocene variations to Anthropocene. Comptes Rendus Geosciences 337, 107-123.

Meyers, P.A., Lallier-Vergès, E., 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. Journal of Paleolimnology 21, 345-372.

Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer-Verlag, Berlin.

Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-delivery of river sediment to the oceans. The Journal of Geology 91, 1-21.

Moberg, A., Sonechkin, D.M., Holmgren, K., Datsenko, N.M., Karlén, W., 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low - and high-resolution proxy data. Nature 433, 613-617.

Mol, J., 1995. Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany). Eiszeiltalter u. Gegenwart 45, 32-41.

Mol, J., 1997. Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany). Journal of Quaternary Science 12, 43-60.

Mol, J., Rhodes, E.J., 1997. Optical dating of quartz from Weichselian fluvial deposits in eastern Germany, In: Mol, J. (Ed.), Fluvial Response to climate variation. Thèse de doctorat, Vrije Universiteit, Amsterdam, pp. 59-68.

Mol, J., Vandenberghe, J., Kasse, C., 2000. River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. Geomorphology 33, 131-148.

Moore, P.D., 1986. Hydrological changes in mires, In: Berglund, B.E. (Ed.), Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley and Sons Ltd., pp. 91-107.

Morin, E., Hinschberger, F., Macaire, J.J., Gay-Ovéjéro, I., Chartin, C., 2009. Significance of the correlation between the electrical conductivity dataset and lithology in Pleni-Lateglacial and Holocene alluvial archives. A case study: the Choisille catchment (SW Paris Basin, France). ArchéoSciences 33 (suppl.), 191-194.

Morin, E., Macaire, J.J., Hinschberger, F., Gay-Ovéjéro, I., Rodrigues, S., Bakyono, J.P., Visset, L., 2011. Spatio-temporal evolution of the Choisille River (southern Parisian Basin, France) during the Weichselian and the Holocene as a record of climate trend and human activity in north-western Europe. Quaternary Science Reviews 30, 347-363.

Morzadec-Kerfoun, M.T., 1974. Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyse pollinique des dépôts organiques littoraux. Mémoire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne 17, Rennes.

Mount, N.J., Sambrook Smith, G.H., Stott, T.A., 2005. An assessment of the impact of upland afforestation on lowland river reaches: the Afon Trannon, mid-Wales. Geomorphology 64, 255-269.

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiation Measurements 32, 57-73.

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. Radiation Measurements 37, 377-381.

Musch, J., 2008. Chanceaux-sur-Choisille et Cérelles, « Les Terres de la Forêt » et « Baigneux », Projet collectif de recherche: Habitat rural du Moyen Âge en région Centre. Laboratoire Archéologie et Territoire - Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, pp. 25-29.

N

Nakamura, F., Swanson, F.J., 1993. Effects of coarse woody debris on morphology and sediment storage of a mountain stream system in western Oregon. Earth Surface Processes and Landforms 18, 43-61.

Nanson, G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. Geomorphology 4, 459-486.

Nicholas, A.P., Ashworth, P.J., Kirkby, M.J., Macklin, M.G., Murray, T., 1995. Sediment slugs: large-scale fluctuations in fluvial sediment transport rates and storage volumes. Progress in Physical Geography 19, 500-519.

Nicod, J., 1992. Les karsts sous couverture (sableuse, argileuse, et/ou détritique) en France, d'après les travaux récents. Cuadernos de Sección. Historia-Geografía 20, 165-185.

Notebaert, B., Verstraeten, G., Rommens, T., Vanmontfort, B., Govers, G., Poesen, J., 2009. Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle. Catena 77, 150-163.

O

Orth, P., 2003. Evolution et variabilité morphosédimentaire d'un bassin-versant élémentaire au Tardi et Postglaciaire: l'exemple du bassin-versant de la Beuvronne (Bassin parisien, France). Thèse de Doctorat, Université Paris I.

Orth, P., Pastre, J.F., Gauthier, A., Limondin-Lozouet, N., Kunesch, S., 2004. Les enregistrements morphosédimentaires et biostratigraphiques des fonds de vallée du bassin de la Beuvronne (Bassin parisien, Seine et Marne, France): perception des changements climato-anthropiques à l'Holocène. Quaternaire 15, 285-298.

Oubelkasse, M., 1998. Bilan des exportations de matière d'un cours d'eau sous influence agricole: le Négron, sud-ouest du Bassin Parisien, France. Thèse de Doctorat, Université de Tours.

Ouguerram, A., Visset, L., 2001. Histoire de la végétation et première mise en évidence d'un milieu marin pendant l'Holocène dans la vallée de l'Erdre et le Val de Gesvres. Quaternaire 12, 189-199.

P

Parker, A.G., Lucas, A.S., Walden, J., Goudie, A.S., Robinson, M.A., Allen, T.G., 2008. Late Holocene geoarchaeological investigation of the Middle Thames floodplain at Dorney, Buckinghamshire, UK: An evaluation of the Bronze Age, Iron Age, Roman and Saxon landscapes. Geomorphology 101, 471-483.

Pastre, J.F., Fontugne, M., Kuzucuoglu, C., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Talon, M., Tisnérat, N., 1997. L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. Géomorphologie: relief, processus, environnement 4, 291-312.

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., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Orth, P., Chaussé, C., Fontugne, M., Gauthier, A., Kunesch., S., Le Jeune, Y., Saad, M.C., 2002a. Variations paléoenvironmentales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires: les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France), In: Bravard, J.P., Magny, M. (Eds.), Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours. Errance, Paris, pp. 29-44.

Pastre, J.F., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Fontugne, M., Hatté, C., Krier, V., Kunesch, S., Saad, M.C., 2002b. L'Holocène du Bassin parisien: variations environnementales et réponses géoécologiques des fonds de vallées, In: Richard, H., Vignot, A. (Eds.), Equilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'ouest, Actes du colloque international de Besançon, septembre 2000. Annales littéraires 730. Série "Environnement, sociétés et archéologie" 3. Presses Universitaires Franc-Contoises, Besançon, pp. 61-73.

Pastre, J.F., Limondin-Lozouet, N., Leroyer, C., Ponel, P., Fontugne, M., 2003a. River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). Quaternary Science Reviews 22, 2177-2188.

Pastre, J.F., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Antoine, P., Gauthier, A., Le Jeune, Y., Orth, P., 2003b. Quinze mille ans d'environnement dans le Bassin parisien (France): mémoires sédimentaires des fonds de vallée, In: Muxart, T., Vivien, F.D., Villalba, B., Burnouf, J. (Eds.), Des milieux et des hommes: fragments d'histoires croisées. Elsevier, Paris.

Pastre, J.F., Orth, P., Le Jeune, Y., Bensaadoune, S., 2006. L'homme et l'érosion dans le Bassin parisien (France). La réponse des fonds de vallée au cours de la seconde partie de l'Holocène, In: Allée, P., Lespez, L. (Eds.), L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 237-247.

Peiry, J.L., 1986. Dynamique fluviale historique et contemporaine du confluent Giffre-Arve (Haute-Savoie). Revue de Géographie de Lyon 61, 79-96.

Peyron, O., Bégeot, C., Brewer, S., Heiri, O., Magny, M., Millet, L., Ruffaldi, P., Van Campo, E., Yu, G., 2005. Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake levels, and chironomids. Quaternary Research 64, 197-211.

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. Norois 213, 73-88.

Pichot, D., Marguerie, D., 2004. Approche pluridisciplinaire sur l'aménagement des petits cours d'eau par les sociétés médiévales dans l'Ouest de la France (VII-XIIe siècle), In: Burnouf, J., Leveau, P. (Eds.), Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture. CTHS, Paris, pp. 111-126.

Poirier, N., 2008. Evolution de l'occupation du sol dans la vallée de la Choisille (37). Rapport de synthèse des données archéologiques, écrites et planimétriques. Laboratoire Archéologie et Territoires, UMR 6173 CITERES, Université François-Rabelais de Tours.

Poirier, N., Morin, E., Joly, C., Leturcq, S., Ferdière, A., Visset, L., Zadora-Rio, E., Occupation du sol et impact érosif dans la vallée de la Choisille (France, Indre-et-Loire): approches croisées pour la restitution des paysages anciens. *Soumis à Revue d'Archéométrie*.

Ponel, P., Coope, R., Antoine, P., Limondin-Lozouet, N., Leroyer, C., Munaut, A.V., Pastre J.F., Guiter, F., 2005. Lateglacial palaeoenvironments and palaeoclimates from Conty and Houdancourt, northern France, reconstructed by Beetle remains. Quaternary Science Reviews 24, 2449-2465.

Ponel, P., Gandouin, E., Coope, G.R., Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., Van Vliet-Lanoë, B., Franquet, E., Brocandel, M., Brulhet, J., 2007. Insect evidence for environmental and climate changes from Younger Dryas to Sub-Boreal in a river floodplain at St-Momelin (St-Omer basin, northern France), Coleoptera and Trichoptera. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 245, 483-504.

Pont-Tricoire, C., Musch, J., 2004. Autoroute A28. Sites de Baigneux et les Terres de la forêt. Rapport d'intervention géoarchéologique. INRAP.

Preece, R.C., 1992. Episodes of erosion and stability: the evidence from dry valleys in Kent, In: Bell, M., Boardman, J. (Eds.), Past and Present Soil Erosion. Archaeological and Geographical Perspectives. Oxbow Monographs 22, Oxford, pp. 175-183.

Preece, R.C., 1998. Part Eight - Synthesis, In: Preece, R.C., Bridgland, D.R. (Eds.), Late Quaternary Environmental Change in North-west Europe. Excavations at Holywell Coombe, South-east England. Chapman & Hall, London, pp. 359-382.

Preston, N.J., Schmidt, J., 2003. Modelling sediment fluxes at large spatial and temporal scales, In: Lang, A., Hennrich, K., Dikau, R. (Eds.), Concepts and approaches to long term and large scale modelling of fluvial systems. Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 101. Springer-Verlag, Berlin, pp. 49-67.

R

Rasplus, L., 1978. Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, p. 454.

Rasplus, L., 1982. Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires du Sud-Ouest du Bassin de Paris. Mém. 66. Sciences Géologiques, Strasbourg, p. 227.

Rasplus, L., Ménillet, F., 2000. Late Bartonian (Eocene) lacustrine limestone of the Touraine Basin, France, In: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), Lake basins throught time and space: AAPG Studies in Geology 46, pp. 343-348.

Rasplus, L., Alcaydé, G., Desprez, N., 1974. Carte géologique au 1/50000 et notice explicative, feuille Tours (457). Editions du BRGM.

Reading, H.G., 1986. Sedimentary Environments and Facies. 2e édition. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Reckinger, F., Munaut, A.V., 1995. Biostratigraphie et environnement végétal au Tardiglaciaire et à l'Holocène dans la vallée de la Somme. Document du Laboratoire de Palynologie et de Dendrochronologie de l'Université Louvain-la-Neuve, p. 14.

Reille, M., 1990. Leçons de palynologie et d'analyse pollinique. Editions du CNRS, Paris.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 51, 1111-1150.

Reineck, H.E., Singh, I.B., 1973. Depositional sedimentary environments. Springer Verlag, Berlin.

Renssen, H., Isarin, R.F.B., 2001. The two major warming phases of the last deglaciation at ~ 14.7 and ~ 11.5 ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. Global and Planetary Change 30, 117-153.

Revel, J.C., Coste, N., Cavalie, J., Costes, J.L., 1989. Premiers résultats expérimentaux sur l'entraînement mécanique des terres par le travail du sol dans le Terrefort toulousain. Cahiers ORSTOM, série Pédologie XXV, 111-118.

Rey, F., Ballais, J.L., Marre, A., Rovéra, G., 2004. Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface. Comptes Rendus Geosciences 336, 991-998.

Ringberg, B., Bjorck, J., Hang, T., 2003. Correlation of stadial and interstadial events in the south Swedish glacial varves with the GRIP oxygen isotope record. Boreas 32, 427-435.

Rittweger, H., 2000. The “Black Floodplain Soil” in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe? Catena 41, 143-164.

Riveline-Bauer, J., 1965. Etude sédimentologique des principaux faciès du Turonien de Touraine. Bulletin de la Société géologique de France 7, 323-326.

Roberts, N., 1998. The Holocene - An Environmental History, 2e édition. Blackwell Publishers, Oxford.

Rodrigues, S., Gautier, J.N., 2007. Réponse morphologique des chenaux alluviaux aux travaux d'entretien: le cas des chenaux secondaires végétalisés de la Loire moyenne. La Houille Blanche 1, 86-94.

Rodrigues, S., Bréhéret, J.G., Macaire, J.J., Moatar, F., Nistoran, D., Jugé, P., 2006. Flow and sediment dynamics in the vegetated secondary channels of an anabranching river: The Loire River (France). Sedimentary Geology 186, 89-109.

Rommens, T., Verstraeten, G., Bogman, P., Peeters, I., Poesen, J., Govers, G., Van Rompaey, A., Lang, A., 2006a. Holocene alluvial sediment storage in a small river catchment in the loess area of central Belgium. Geomorphology 77, 187-201.

Rommens, T., Verstraeten, G., Peeters, I., Poesen, J., 2006b. Holocene soil erosion and sediment storage on a catchment's scale: the exemple of the Nethen River, central Belgium, Open LUCIFS Workshop 2006 - New trends un Geomorphology: System-based understanding of long term man-landscape interaction. Abstracts/Papers, pp. 70-74.

Rose, J., 1995. Lateglacial and Early Holocene river activity in lowland Britain, In: Frenzel, B. (Ed.), European river activity and climate change during the Lateglacial and Early Holocene. ESF Project « European Palaeoclimate and Man », Special issue 9. Paläoklimaforschung 14, pp. 51-74.

Rose, J., Turner, C., Coope, G.R., Bryan, M.D., 1980. Channel changes in a lowland river catchment over the last 13,000 years, In: Cullingford, R.A., Davidson, D.A., Lewin, J. (Eds.), Timescales in Geomorphology. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 159-175.

Rossignol, C., 2005. Beaumont-la-Ronce - Déviation de la RD 766 (Indre-et-Loire). Rapport de Diagnostic, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, N° de projet INRAP 2004.1455,2.d.

Rostan, J.C., Amoros, C., Juget, J., 1987. The organic content of the surficial sediment: a method for the study of ecosystems development in abandoned river channels. Hydrobiologia 148, 45-62.

S

Sarrestre, F., 2008. La sidérurgie ancienne dans le Bas Maine (VIII^{e} s. av. J.-C. - XV^{e} s. ap. J.-C.). Thèse de Doctorat, Université François-Rabelais de Tours.

Saugrin, T., 1982. Les Calcaires lacustres tertiaires de Touraine. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans.

Schumm, S.A., 1969. River Metamorphosis. Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers 95, 255-273.

Schumm, S.A., 1977. The Fluvial System. John Wiley and Sons, New York.

Schumm, S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. Annual Review of Earth Planetary Sciences 13, 5-27.

Seidel, J., Mäckel, R., 2007. Holocene sediment budgets in two river catchments in the Southern Upper Rhine Valley, Germany. Geomorphology 92, 198-207.

Shennan, I., Bradley, S., Milne, G., Brooks, A., Bassett, S., Hamilton, S., 2006. Relative sea-level changes, glacial isostatic modelling and ice-sheet reconstructions from the British Isles since the Last Glacial Maximum. Journal of Quaternary Science 21, 585-599.

Simon, A., Bennett, S.J., Neary, V.S., 2004. Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology: Problems and Opportunities, In: Bennett, S.J., Simon, A. (Eds.), Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology. American Geophysical Union, Washington, pp. 1-10.

Simmoneau, A., 2008. Contribution de la susceptibilité magnétique à l'étude des sédiments fluviatiles. Rapport de stage de Master 1, Université François-Rabelais, Tours.

Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. Geology 29, 1087-1090.

Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2004. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. Water Ressources Research 40, W06301, doi:06310.01029/02003WR002496.

Smith, R.S., Charman, D.J., 1988. The vegetation of upland mires within conifer plantations in Northumberland, northern England. Journal of Applied Ecology 25, 579-594.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2003. Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem. Journal of Geophysical Research 108, 2117, doi:2110.1029/2001JB001655.

Sommé, J., Munaut, A.V., Emontspohl, A.F., Limondin, N., Lefèvre, D., Cunat-Bogé, N., Mouthon, J., Gilot, E., 1994. The Watten boring - an early Weichselian and Holocene climatic and palaeoecological record from the French North Sea coastal plain. Boreas 23, 231-243.

Starkel, L., 1991. Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone, In: Starkel, L., Gregory, K.J., Thornes, J.B. (Eds.), Temperate palaeohydrology. Wiley and Sons Ltd, pp. 473-495.

Starkel, L., 1995. Palaeohydrology of the Temperate Zone, In: Gregory, K.J., Starkel, L., Baker, V.R. (Eds.), Global Continental Paleohydrology. Wiley, Chichester, pp. 234-257.

Starkel, L., Soja, R., Michczyńska, D.J., 2006. Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. Catena 66, 24-33.

Starkel, L., Gębica, P., Superson, J., 2007. Last Glacial-Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland. Quaternary Science Reviews 26, 2924-2936.

Steig, E.J., 1999. Mid-Holocene climate change. Science 286, 1485-1987.

Straffin, E.C., Blum, M.D., Colls, A., Stokes, S., 1999. Alluvial stratigraphy of the Loire and Arroux rivers (Burgundy, France). Quaternaire 10, 271-282.

Strahler, A.N., 1952. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transactions - American Geophysical Union 8, 913-920.

Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon 35, 215-230.

Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F., 1995. The GISP II $\delta^{18}O$ Climate Record of the past 16,500 Years and the role of the sun, ocean and volcanoes. Quaternary Research 44, 341-354.

T

Tabbagh, A., Cosenza, P., 2007. Effect of microstructure on the electrical conductivity of clay-rich systems. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C 32, 154-160.

Tamm, O., 1922. Eine methode zur Bestimmung der anorganischen Komponente des gelkomplexes im Boden. Meddelanden Fraen Statens Skogsfiiriiksanstalt 19, 385-404.

Taylor, K.C., Lamorey, G.W., Doyle, G.A., Alley, R.B., Grootes, P.M., Mayewski, P.A., White, J.W.C., Barlow, L.K., 1993. The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change. Nature 361, 432-436.

Taylor, K.C., Mayewski, R.B., Alley, R.B., Brook, E.J., Gow, A.J., Grootes, P.M., Meese, D.A., Saltzman, J.P., Severinghaus, M.S., Twickler, J.W.C., Whitlow, S., Zielinski, G.A., 1997. The Holocene-Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland. Science 278, 825-827.

Taylor, M.P., Lewin, J., 1996. River behaviour and Holocene alluvial sédimentation: The River Severn at Welshpool, mid-Wales, U.K. Earth Surface Processes and Landforms 21, 77-91.

Tebbens, L.A., Veldkamp, A., Westerhoff, W., Kroonenberg, S.B., 1999. Fluvial incision and channel downcutting as a response to Late-glacial and Early Holocene climate change: the lower reach of the River Meuse (Maas), The Netherlands. Journal of Quaternary Science 14, 59-75.

Tebbens, L., Vedkamp, A., Dijke, J.J., Scoorl, J.M., 2000. Modeling longitudinal-profile development in response to Late Quaternary tectonics, climate and sea-level changes: the River Meuse. Global and Planetary Changes 27, 165-186.

Theimer, B.D., Nobes, D.C., Warner, B., 1994. A study of the geoelectrical properties of peatlands and their influence on ground-penetrating radar surveying. Geophysical Prospecting 42, 179-209.

Thiry, M., Trauth, N., 1976. Evolution historique de la notion d'argile à silex. Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris 13, 41-48.

Thompson, R., Oldfield, F., 1986. Environmental magnetism. Allen & Unwin, London.

Thorne, C.R., 1990. Effect of vegetation on riverbank erosion and stability, In: Thornes, J.B. (Ed.), Vegetation and Erosion. Wiley, Chichester, pp. 125-143.

Tian, F., Cao, X., Xu, Q., Li, Y., 2009. A laboratorial study on influence of alkaline and oxidative environment on preservation of Pinus *tabulaeformis* pollen. Frontiers of Earth Science in China 3, 226-230.

Trimble, S.W., 1974. Man-induced soil erosion on the southern Piedmont 1700-1970. Soil Conservation Society of America, Ankeny.

Trimble, S.W., 1977. The fallacy of stream equilibrium in contemporary denudation studies. American Journal of Science 277, 876-887.

Trimble, S.W., 1995. Catchment sediment budgets and changes, In: Gurnell, A., Petts, G. (Eds.), Changing River Channels. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 201-215.

Trimble, S.W., 2010. Streams, Valleys and Floodplains in the Sediment Cascade, In: Burt, T., Allison, R. (Eds.), Sediment Cascade: An Integrated Approach. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 307-343.

Trimble, S.W., Mendel, A.C., 1995. The cow as a geomorphic agent - A critical review. Geomorphology 13, 233-253.

Turney, C., Baillie, M., Clemens, S., Brown, D., Palmer, J., Pilcher, J., Reimer, P., Leuschner, H.H., 2005. Testing solar forcing of pervasive Holocene climate cycle. Journal of Quaternary Science 20, 511-518.

V

van den Bogaard, P., Schmincke, H.U., 1984. The eruptive center of the late quaternary Laacher see tephra. Geologische Rundschau 73, 933-980.

van den Bogaard, P., Schmincke, H.U., 1985. Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in Central and Northern Europe. Geological Society of America Bulletin, 1554-1571.

van der Linden, M., van Geel, B., 2006. Late Holocene climate change and human impact recorded in a south Swedish ombrotrophic peat bog. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 240, 649-667.

van der Plicht, J., van Geel, B., Bohncke, S.J.P., Bos, J.A.A., Blaauw, M., Speranza, A.O.M., Muscheler, R., Björck, S., 2004. The Preboreal climate reversal and a subsequent solar-forced climate shift. Journal of Quaternary Science 19, 263-269.

van Geel, B., Magny, M., 2002. Mise en évidence d'un forçage solaire du climat à partir de données paléoécologiques et archéologiques: la transition Subboréal-Subatlantique, In: Richard, H., Vignot, A. (Eds.), Equilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'ouest, Actes du colloque international de Besançon, septembre 2000. Annales littéraires 730. Série "Environnement, sociétés et archéologie" 3. Presses Universitaires Franc-Contoises, Besançon, pp. 107-122.

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 Geel, B., Buurman, J., Waterbolk, H.T., 1996. Archaeological and palaeological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. Journal of Quaternary Science 11, 451-460.

van Geel, B., van der Plicht, J., Kilian, M.R., Klaver, E.R., Kouwenberg, J.H.M., Renssen, H., Reynaud-Farrera, I., Waterbolk, H.T., 1998. The sharp rise of ΔC14 ca. 800 cal BC: possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. Radiocarbon 40, 535-550.

van Huissteden, K.J., Vandenberghe, J., 1988. Changing fluvial style of periglacial lowland rivers during the Weichselian Pleniglacial in eastern Netherlands. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.-Bd. 77, 131-146.

van Huissteden, J., Kasse, C., 2001. Detection of rapid climate change in Last Glacial fluvial sucessions in The Netherlands. Global and Planetary Change 28, 319-339.

van Huissteden, J., van der Valk, L., Vandenberghe, J., 1986a. Geomorphological evolution of a lowland valley system during the Weichselian. Earth Surface Processes and Landforms 11, 207-216.

van Huissteden, K., Vandenberghe, J., van Geel, B., 1986b. Late Pleistocene Stratigraphy and Fluvial History of the Dinkel Basin (Twente, Eastern Netherlands). Eiszeiltalter u. Gegenwart 36, 43-59.

van Huissteden, J., Gibbard, P.L., Briant, R.M., 2001. Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3. Quaternary International 79, 75-88.

Van Muysen, W., Govers, G., Van Oost, K., 2002. Identification of important factors in the process of tillage erosion: the case of mouldboard tillage. Soil & Tillage Research 65, 77-93.

Van Rompaey, A.J.J., Verstraeten, G., Van Oost, K., Govers, G., Poesen, J., 2001. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. Earth Surface Processes and Landforms 26, 1221-1236.

Vandenberghe, J., 1985. Paleoenvironment and stratigraphy during the last Glacial in Belgium-Dutch border region. Quaternary Research 24, 23-38.

Vandenberghe, J., 1995. Timescales, climate and river development. Quaternary Science Reviews 14, 631-638.

Vandenberghe, J., 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. Quaternary Science Reviews 22, 2053-2060.

Vandenberghe, J., 2008. The fluvial cycle at cold–warm–cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. Geomorphology 98, 275-284.

Vandenberghe, J., Bohncke, S., 1985. The Weichselian Late Glacial in a small lowland valley (Mark river, Belgium and The Netherlands). Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire 22, 167-175.

Vandenberghe, J., Van Huissteden, J., 1988. Fluvio-aeolian interaction in a region of continuous permafrost. Proceeding of the Vth internationnal conference on permafrost. Tapir Publishers, Trondheim, pp. 876-881.

Vandenberghe, J., Paris, P., Kasse, C., Gouman, M., Beyens, L., 1984. Paleomorphological and botanical evolution of small lowland valleys. Catena 11, 229-238.

Vandenberghe, J., Bohncke, S., Lammers, W., Zilverberg, L., 1987. Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Nederland): geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene. Boreas 16, 55-67.

Vandenberghe, J., Kasse, C., Bohncke, S., Kozarski, S., 1994. Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. Terra Nova 6, 476-485.

Vannière, B., Laggoun-Defarge, F., 2002. Première contribution à l'étude des évolutions paléohydrologiques et à l'histoire des feux en Champagne berrichonne durant l'Holocène. Le cas du "Marais du Grand-Chaumet" (Indre, France), In: Bravard, J.P., Magny, M. (Eds.), Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours. Errance, Paris, pp. 101-124.

Vannière, B., Bossuet, G., Walter-Simonnet, A.V., Gauthier, A., Barral, P., Petit, C., Buatier, M., Daubigney, A., 2003. Land use change, soil erosion and alluvial dynamic in the lower Doubs Valley over the 1st millenium AD (Neublans, Jura, France). Journal of Archaeological Science 30, 1283-1299.

Vannière, B., Bossuet, G., Walter-Simonnet, A.V., Ruffaldi, P., Adatte, T., Rossy, M., Magny, M., 2004. High resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene transition at Lake Lautrey (Jura, France). Journal of Quaternary Science 19, 797-808.

Vanwalleghem, T., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Deckers, J., Nachtergaele, J., Van Oost, K., Slenters, C., 2003. Characteristics and controlling factors of old gullies under forest in a temperate humid climate: a case study from the Meerdaal Forest (Central Belgium). Geomorphology 56, 15-29.

Verstraeten, G., Poesen, J., 2001. Variability of dry sediment bulk density between and within retention ponds and its impact on the calculation of sediment yield. Earth Surface Processes and Landforms 26, 375-394.

Verstraeten, G., Poesen, J., Gossens, D., Gillijns, K., Bielders, C., Gabrield, D., Ruysschaert, G., Van Den Eeckhaut, M., Vanwalleghem, T., Govers, G., 2006. Belgium, In: Boardman, J., Poesen, J. (Eds.), Soil Erosion in Europe. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, pp. 385-411.

Verstraeten, G., Rommens, T., Peeters, I., Poesen, J., Govers, G., Lang, A., 2009. A temporarily changing Holocene sediment budget for a loess-covered catchment (central Belgium). Geomorphology 108, 24-34.

Visset, L., Hauray, G., 1988. The mechanized ‘Gik’ corer: seven years of use and improvement. Boreas 17, 329-331.

Visset, L., Pont, C., Carcaud, N., Bernard, J., Violot, J.M., 1999. Etude paléoenvironnementale de la vallée du Lane du Néolithique au Moyen-Age. Quaternaire 10, 247-261.

Visset, L., Cyprien, A.L., Carcaud, N., Ouguerram, A., Barbier, D., Bernard, J., 2002. Les prémices d’une agriculture diversifiée à la fin du Mésolithique dans le Val de Loire (Loire armoricaine, France). Comptes Rendus Palevol 1, 51-58.

Visset, L., Cyprien, A.L., Ouguerram, A., Barbier, D., Bernard, J., 2004. Les indices polliniques d'anthropisation précoce dans l'ouest de la France. Le cas de *Cerealia*, *Fagopyrum* et *Juglans*, In: Richard, H. (Ed.), Néolithisation précoce. Premières traces d'anthropisation du couvert végétal à partir des données polliniques. Annales Littéraires 777. Série "Environnement, sociétés et archéologie" 7. Presses Universitaires Franc-Comtoises, Besançon, pp. 69-79.

Visset, L., Cyprien, A.L., Carcaud, N., Bernard. J., Ouguerram, A., 2005. Paysage végétal dans le bassin de la Loire moyenne du Tardiglaciaire à l’Actuel. Journal de la Société Botanique de France 29, 41-51.

Visset, L., Cyprien, A.L., Carcaud, N., 2008. Essai sur la végétation tardiglaciaire dans le bassin de la Loire moyenne et de ses marges. Revue Archéologique du Loiret 32, 149-161.

von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J., Johnsen, S., 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotopes records of precipitations in Europe and Greenland. Climate Dynamics 14, 73-81.

von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Brauer, A., Jouzel, J., Johnsen, S.J., 1999. A Mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years BP. Science 284, 1654-1657.

W

Walker, M.J.C., Coope, G.R., Lowe, J.J., 1993. The Devensian (Weichselian) Lateglacial palaeoenvironmental record from Gransmoor, East Yorkshire, England. Quaternary Science Reviews 12, 659-680.

Walling, D.E., 1999. Linking land use, erosion and sediment yields in river basins. Hydrobiologia 410, 223-240.

Walling, D.E., He, Q., Nicholas, A.P., 1996. Floodplains as supended sediment sinks, In: Anderson, M.G., Walling, D.E., Bates, P.D. (Eds.), Floodplain Processes. John Wiley, Chichester, pp. 399-439.

Walling, D.E., Owens, P.N., Leeks, G.J.L., 1998. The role of channel and floodplain storage in the suspended sediment budget of the River Ouse, Yorkshire, UK. Geomorphology 22, 225-242.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid - to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Reviews 27, 1791-1828.

Watts, C.W., Dexter, A.R., Longstaff, D.J., 1996. An assessment of the vulnerability of soil structure to destabilisation during tillage. Part II. Field trials. Soil & Tillage Research 37, 175-190.

Whipple, K.X., Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. Geological Society of America Bulletin 112, 490-503.

Wilcox, S.W., 1944. Sand and gravel prospecting by the earth resistivity method. Geophysics 9, 36-45.

Wilson, R.S., 1980. Classifying rivers using Chironomid pupal exuviae, In: Murray, D.A. (Ed.), Chironomidae Ecology, Systematics, Cytology and Physiology. Pergamon Press, Oxford, pp. 209-216.

Witte, H.J.L., Coope, G.R., Lemdahl, G., Lowe, J.J., 1998. Regression coefficients of thermal gradients in northwestern Europe during glacial-Holocene transition using beetle MCR data. Journal of Quaternary Science 13, 435-445.

Woo, M.K., Lewkowicz, A.G., Rouse, W.R., 1992. Response of the Canadian permafrost environment to climatic change. Physical Geography 13, 287-317.

Y

Yvard, J.C., 1967. Recherches sur la traînée tourangelle des cailloutis éocènes à galets patinés et quartz roulés. Thèse de Doctorat, Université de Paris.

Yvernault, F., 2007. Fondettes - St Cyr sur Loire "Bd périphérique nord-ouest de Tours" (Indre et Loire): Etude documentaire. Rapport Final D'opération, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, N° de projet INRAP 2004-1422d.

Z

Zadora-Rio, E., 1991. Les terroirs médiévaux dans le Nord et le Nord-Ouest de l'Europe, In: Guilaine, J. (Ed.), Pour une archéologie agraire. Armand Colin, Paris, pp. 165-192.

Zolitschka, B., Behre, K.E., Schneider, J., 2003. Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives—examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany. Quaternary Science Reviews 22, 81-100.

Liste des tableaux

Chapitre 1 :

Tableau 1.1 : précipitations mensuelles moyennes en mm 45
Tableau 1.2 : nombre moyen de jours de pluie 45
Tableau 1.3 : minima, maxima et moyennes mensuelles des températures (°C) 47

Chapitre 2 :

Tableau 2.1 : dates ^{14}C obtenues dans la plaine alluviale 78
Tableau 2.2 : dates ^{14}C actuelles obtenues dans la plaine alluviale 79
Tableau 2.3 : dates OSL obtenues dans les sédiments sablo-graveleux de la Choisille 79
Tableau 2.4 : valeurs de la masse volumique apparente des sédiments (ρ en $g.cm^{-3}$) dans la carotte NAU1 92
Tableau 2.5 : valeurs de la masse volumique apparente des sédiments (ρ en $g.cm^{-3}$) dans la carotte BIL8 122
Tableau 2.6 : valeurs de la masse volumique apparente des sédiments (ρ en $g.cm^{-3}$) dans la carotte BJE9 139
Tableau 2.7 : valeurs de la masse volumique apparente des sédiments (ρ en $g.cm^{-3}$) dans la carotte CHA9 148

Chapitre 5 :

Tableau 5.1 : faciès sédimentaires associés aux phases d'accrétion fluviatile dans le secteur D et équivalences chronologiques 249
Tableau 5.2 : faciès sédimentaires associés aux phases d'accrétion fluviatile dans le secteur C et équivalences chronologiques 262
Tableau 5.3 : faciès sédimentaires associés aux phases d'accrétion fluviatile dans le secteur A et équivalences chronologiques 272
Tableau 5.4 : faciès sédimentaires associés aux phases d'accrétion fluviatile dans le secteur B et équivalences chronologiques 279

Chapitre 7 :

Tableau 7.1 : valeurs moyennes des masses volumiques apparentes (ρ_{moy} en $t.m^{-3}$) dans les différents faciès 363

Tableau 7.2 : résultats des différentes valeurs quantifiées d'après les méthodes MG-CS et G-S 376

Liste des figures

Chapitre 1 :

Figure 1.1 : localisation du bassin de la Choisille 27
Figure 1.2 : limites du bassin de la Choisille et communes environnantes 28
Figure 1.3 : carte géologique simplifiée d'Indre et Loire et position du bassin de la Choisille 29
Figure 1.4 : carte des isohypses du toit du Cénomanien dans les environs du bassin de la Choisille 30
Figure 1.5 : caractéristiques stratigraphiques et structurales générales de la Touraine montrées par des coupes géologiques dans le bassin de la Choisille 31
Figure 1.6 : carte des isohypse du mur de l'Eocène dans les environs du bassin de la Choisille 33
Figure 1.7 : carte géologique simplifiée du bassin versant de la Choisille 36
Figure 1.8 : carte structurale dans les environs du bassin de la Choisille 37
Figure 1.9 : schéma de la faille affectant la vallée à l'extrême aval du bassin de la Choisille 37
Figure 1.10 : granularité des sédiments éoliens de Touraine 42
Figure 1.11 : valeurs (en km²) et proportions relatives des surfaces d'affleurement (projetées) des principales formations affleurant dans le bassin de la Choisille 44
Figure 1.12 : caractéristiques saisonnières moyennes des pluies dans le bassin versant 46
Figure 1.13 : moyennes mensuelles des températures (°C) 47
Figure 1.14 : rose des vents à Tours/Parçay-Meslay, période 1961-2000 48
Figure 1.15 : modèle numérique des altitudes du bassin versant de la Choisille 49
Figure 1.16 : carte simplifiée de la texture superficielle des sols sur le bassin versant de la Choisille 52
Figure 1.17 : carte d'occupation des sols dans le bassin de la Choisille 53
Figure 1.18 : réseau hydrographique du bassin versant de la Choisille 55
Figure 1.19 : profils longitudinaux et valeurs moyennes des pentes des principales Choisille 56
Figure 1.20 : variation des débits sur la station de Mettray pour la période 1971-1984 58

Figure 1.21 : localisation des secteurs et sites étudiés sur la carte géologique du bassin versant 60
Figure 1.22 : modèle numérique d'altitudes du sous-bassin de Chenusson (secteur A) et localisation des sites étudiés 62
Figure 1.23 : localisation des sites étudiés dans le secteur A 63
Figure 1.24 : localisation des sites étudiés dans le secteur B 65
Figure 1.25 : localisation des sites étudiés dans le secteur C 66
Figure 1.26 : modèle numérique d'altitudes du tronçon en partie aval de la vallée de la Grande Choisille (secteur D) et localisation des sites étudiés 67
Figure 1.27 : localisation des sites étudiés dans le secteur D 67

Chapitre 2 :

Figure 2.1 : échelle granulométrique utilisée 72
Figure 2.2 : chronozonation utilisée pour le Quaternaire récent 80
Figure 2.3 : limites des palynozones de la France du centre-ouest et équivalences stratigraphiques et archéologiques 81
Figure 2.4 : comparaison des chronozones régionales et conventionnelles 81
Figure 2.5 : site PON 82
Figure 2.6 : photographie de la carotte PON3 entre 0 et 5 m de profondeur 83
Figure 2.7 : résultats des analyses dans le forage PON3 84
Figure 2.8 : transect lithologique sur le site PON 86
Figure 2.9 : site NAU 88
Figure 2.10 : photographie de la carotte NAU1 entre 0 et 4 m de profondeur 89
Figure 2.11 : résultats des analyses dans le forage NAU1 90
Figure 2.12 : transect lithologique sur le site NAU 93
Figure 2.13 : site HAR 95
Figure 2.14 : photographie de la carotte HAR7 entre 0 et 6 m de profondeur 97
Figure 2.15 : résultats des analyses dans le forage HAR7 98
Figure 2.16 : transect lithologique sur le site HAR 100
Figure 2.17 : site MOR 102
Figure 2.18 : photographie de la carotte MOR1 entre 0 et 5 m de profondeur 103
Figure 2.19 : site FON 104

Figure 2.20 : photographie de la carotte FON6 entre 0 et 178 cm de profondeur 105
Figure 2.21 : transect lithologique sur le site FON 106
Figure 2.22 : site ROC 108
Figure 2.23 : photographie de la carotte ROC3 entre 0 et 3 m de profondeur 109
Figure 2.24 : résultats d'analyses dans le forage ROC3 110
Figure 2.25 : transect lithologique sur le site ROC 112
Figure 2.26 : site LAV 114
Figure 2.27 : photographie de la carotte LAV5 entre 0 et 8 m de profondeur 115
Figure 2.28 : transect lithologique sur le site LAV 117
Figure 2.29 : site BIL 118
Figure 2.30 : photographie de la carotte BIL8 entre 0 et 3 m de profondeur 119
Figure 2.31 : résultats des analyses dans le forage BIL8 121
Figure 2.32 : transect lithologique sur le site BIL 124
Figure 2.33 : sites POI et BRO et terrasse de Baigneux 126
Figure 2.34 : photographie de la carotte POI4 entre 0 et 4 m de profondeur 127
Figure 2.35 : transect lithologique sur le site POI 129
Figure 2.36 : transect lithologique sur le site BRO 132
Figure 2.37 : coupe schématique montrant la relation entre les dépôts de fond de vallée et les dépôts constituant la terrasse de Baigneux 134
Figure 2.38 : site BJE 135
Figure 2.39 : photographie de la carotte BJE9 entre 0 et 555 cm de profondeur 136
Figure 2.40 : résultats des analyses dans le forage BJE9 138
Figure 2.41 : transect lithologique sur le site BJE 141
Figure 2.42 : sites CHA, RIA et terrasse de Palluau 143
Figure 2.43 : photographie de la carotte CHA9 entre 0 et 4 m de profondeur 144
Figure 2.44 : résultats des analyses dans le forage CHA9 145
Figure 2.45 : transect lithologique sur le site CHA 149
Figure 2.46 : coupe schématique montrant la relation entre les dépôts de fond de vallée et les dépôts constituant la terrasse de Palluau 152
Figure 2.47 : paléochenal tourbeux en bordure de plaine alluviale, en rive gauche de la Grande Choisille 153
Figure 2.48 : photographie de la carotte RIA3 entre 0 et 4 m de profondeur 155
Figure 2.49 : résultats des analyses dans le forage RIA3 156
Figure 2.50 : transect lithologique sur le site RIA 158

Chapitre 3 :

Figure 3.1 : sensibilité de l'EM31, en mode vertical et horizontal, en fonction de la profondeur 165
Figure 3.2 : schéma du dispositif électrique en mode Wenner : AM = MN = NB. Les lignes de courant circulant dans le sol sont représentées schématiquement 167
Figure 3.3 : profils de conductivité électrique le long du transect NAU 169
Figure 3.4 : profils de conductivité électrique le long du transect HAR 170
Figure 3.5 : carte de conductivité électrique du fond de vallée dans le secteur A 171
Figure 3.6 : profils de conductivité électrique le long du transect FON 173
Figure 3.7 : profils de conductivité électrique le long du transect ROC 173
Figure 3.8 : profils de conductivité électrique le long du transect LAV 174
Figure 3.9 : profils de conductivité électrique le long du transect BIL 175
Figure 3.10 : carte de conductivité électrique du fond de vallée sur le site ROC 176
Figure 3.11 : carte de conductivité électrique du fond de vallée sur le site LAV 177
Figure 3.12 : carte de conductivité électrique du fond de vallée sur le site BIL 178
Figure 3.13 : profils de conductivité électrique le long du transect POI 179
Figure 3.14 : carte de conductivité électrique du fond de vallée sur le site POI 179
Figure 3.15 : profils de conductivité électrique le long du transect BJE 180
Figure 3.16 : profils de conductivité électrique le long du transect CHA 181
Figure 3.17 : carte de conductivité électrique du fond de vallée et du bas de versant dans le secteur D 182
Figure 3.18 : histogramme des valeurs de conductivité correspondant à la zone de Charcenay-Riabelais-Les Roches 183
Figure 3.19 : moyenne des données de sondages électriques dans la plaine alluviale par site 184
Figure 3.20 : susceptibilité magnétique le long du forage NAU1 187
Figure 3.21 : susceptibilité magnétique le long du forage BJE9 188
Figure 3.22 : susceptibilité magnétique le long de la carotte CHA9 189
Figure 3.23 : relation entre la proportion de particules aimantées extraites et la susceptibilité magnétique 190
Figure 3.24 : particule aimantée extraite du sédiment dans le forage CHA9 (échantillon 4) observée au MEB (a) et à la microsonde (b) 191

Figure 3.25 : principaux types de minéraux constituant les particules aimantées (forage CHA9, échantillon 4) 191
Figure 3.26 : localisation des prélèvements de limons des plateaux réalisés pour l'étude de la susceptibilité magnétique 193
Figure 3.27 : susceptibilité magnétique le long de la carotte RIA3 194
Figure 3.28 : comparaison des valeurs de susceptibilité magnétique le long des forages NAU1, BJE9, CHA9 et RIA3 196

Chapitre 4 :

Figure 4.1 : diagramme palynologique simplifié du site des Naudières dans le secteur A ... 200
Figure 4.2 : diagramme société-végétation appliqué au site des Naudières (NAU1P) 201
Figure 4.3 : diagramme pollinique du forage BRO-S1 203
Figure 4.4 : diagramme pollinique du forage BRO-S8 207
Figure 4.5 : diagramme pollinique du forage BRO-S13 211
Figure 4.6 : diagramme pollinique du forage BJE9P 215
Figure 4.7 : diagramme pollinique du forage CHA9P 219
Figure 4.8 : diagramme pollinique du forage RIA3P 223
Figure 4.9 : profondeur des hiatus polliniques observés dans les carottes sédimentaires des secteurs C et D 227
Figure 4.10 : diagramme des assemblages fossiles en Chironomidés sur le forage CHA9 .. 230
Figure 4.11 : pourcentages de répartition des Chironomidés selon leur préférendum écologique dans le forage CHA9 231
Figure 4.12 : localisation par grandes périodes chrono-culturelles des sites archéologiques inventoriés dans 8 communes du bassin de la Choisille 234
Figure 4.13 : localisation des zones concernées par la prospection archéologique systématique en partie amont et médiane du bassin de la Choisille (a), et dynamique d'occupation du sol dans ces zones aux périodes protohistorique et historique (b et c) 236
Figure 4.14 : localisation des moulins mentionnés dans les sources écrites et leur mise en relation avec les sites archéologiques ayant occupé une fonction de type moulin 239

Chapitre 5 :

Figure 5.1 : transect synthétique montrant la distribution schématique des 8 phases d'évolution observées dans le secteur D 248

Figure 5.2 : diagramme de Van Krevelen de type IH-IO appliqué à la matière organique sédimentaire des échantillons de faciès SiT ou TSi 252

Figure 5.3 : photographie d'une décrue de la Choisille le 13 février 2007 sur le site RIA, en rive gauche 255

Figure 5.4 : transect synthétique montrant la distribution schématique des 8 phases d'évolution observées dans le secteur C 261

Figure 5.5 : représentation schématique montrant les niveaux d'eau relatifs entre le chenal principal et le chenal secondaire durant l'Allerød sur le transect BRO 264

Figure 5.6 : transects synthétiques montrant la distribution schématique des 8 phases d'évolution observées dans le secteur A 272

Figure 5.7 : transects synthétiques montrant la distribution schématique des 8 phases d'évolution observées dans le secteur B 278

Figure 5.8 : représentation schématique du façonnement de la terrasse de Baigneux, secteur C 288

Figure 5.9 : distribution spatio-temporelle des phases d'accrétion (US) ou d'incision (I) identifiées dans les secteurs étudiés (A à D) du bassin versant 290

Figure 5.10 : représentation en coupe longitudinale schématique de l'évolution amont-aval du fond de vallée durant chaque phase 291

Figure 5.11 : distribution des âges par secteurs et transects étudiés, et par phases d'évolution de la rivière durant le Tardiglaciaire et l'Holocène 295

Figure 5.12 : variation amont-aval non-univoque des âges obtenus à la base des dépôts 7US 302

Chapitre 6 :

Figure 6.1 : chronostratigraphie du Quaternaire récent et comparaisons avec l'enregistrement $\delta^{18}O$ de la carotte GRIP, les stades isotopiques de l'oxygène des sédiments marins, et les interstades et stades continentaux de l'Europe du nord-ouest 308

Figure 6.2 : comparaison de la stratigraphie isotopique des interstades et stades du GRIP, Summit (a) avec les chronozones du Weichsélien et du début de l'Holocène en Loire moyenne (b)..... 312

Figure 6.3 : moyennes pluri-décennales (20 ans) des valeurs de $\delta^{18}O$ (a) du GRIP (Summit, Groenland) et (b) des ostracodes du lac Ammersee (Allemagne) depuis 16000 ans..... 321

Figure 6.4 : courbes de probabilité des âges ^{14}C calibrés (2σ) du Boréal dans le forage CHA9, et extension chronologique probable des dépôts TSi durant le Boréal 328

Figure 6.5 : reconstitution des anomalies de températures moyennes estivales (en noir) et hivernales (en gris) pour l'Europe du centre-ouest (CW) et du nord-ouest (NW) au cours de l'Holocène 332

Figure 6.6 : Estimation des variations des températures moyennes dans l'hémisphère nord depuis 2000 ans. 345

Figure 6.7 : forte incision locale du chenal à l'extrême amont du secteur A en conséquence probable des reboisements récents 348

Chapitre 7 :

Figure 7.1 : représentation schématique de l'estimation du volume sédimentaire minimal déposé pour une unité sédimentaire érodée..... 353

Figure 7.2 : méthode de calcul d'AVS_{1m} sur le site MOR (secteur A)..... 354

Figure 7.3 : répartition géographique des tronçons et des classes de traitement (classe 1 à 5) appliquées pour la quantification des stocks sédimentaires par la méthode MG-CS..... 355

Figure 7.4 : régressions linéaires appliquées au calcul d'AV_{tron} dans les tronçons de classe 4 358

Figure 7.5 : régression linéaire appliquée au calcul d'AV_{tron} sur les 800 premiers mètres des tronçons de classe 5..... 358

Figure 7.6 : régressions linéaires appliquées au calcul d'AMS_{tron} pour 8US dans les tronçons de classe 4..... 366

Figure 7.7 : régression utilisée pour le calcul de la production sédimentaire solide minimale (Ps en $t.km^{-2}.an^{-1}$) dans l'ensemble du bassin de la Choisille durant les phases 7 et 8 .. 368

Figure 7.8 : corrélations entre les valeurs de conductivité apparente et les épaisseurs de sédiments (sans 2US) observées à l'emplacement des forages 370

Figure 7.9 : épaisseur prédite (en cm) de sédiments (sans 2US) dans le secteur A 373

Figure 7.10 : épaisseur prédite (en cm) de sédiments (sans 2US) dans le secteur D 374

Figure 7.11 : valeurs d'accumulation volumique spécifique sur une bande amont-aval de plaine alluviale de 1 m (AVS1m en m^3) dans les secteurs A et B et dans la vallée principale de la Grande Choisille (secteurs C et D) 386

Figure 7.12 : valeurs d'accumulation volumique totale (AVT en $.10^3$ m^3) et de volume total incisé (VTI en $.10^3$ m^3) pour chaque phase dans les secteurs A et B et dans la vallée de la Grande Choisille (incluant C et D) 388

Figure 7.13 : valeurs des taux de sédimentation moyens (Ts en $mm.an^{-1}$) dans les secteurs A et B et dans la vallée principale de la Grande Choisille (incluant les secteurs C et D) . 392

Figure 7.14 : valeurs de production sédimentaire solide minimale (Ps en $t.km^{-2}.an^{-1}$) dans les secteurs A et B et dans l'ensemble du bassin de la Choisille 394

Chapitre 8 :

Figure 8.1 : synthèse de l'évolution du bassin de la Choisille depuis le Weichsélien 401

Figure 8.2 : directions des vents dominants déduites de la granularité et de la distribution minéralogique des sédiments de la couverture éolienne du Pléistocène récent en Touraine 403

Figure 8.3 : distribution du pergélisol et des sols gelés saisonnièrement en Europe du Nord entre ~ 13000 et 11500 cal BP 407

ANNEXES

Liste des annexes

Annexe 1 : résultats des analyses granulométriques 469
Secteur A 469
Secteur B 472
Secteur D 473

Annexe 2 : principaux constituants des sédiments de la Choisille et résultats de la pyrolyse Rock-Eval 475
Secteur A 475
Secteur B 477
Secteur D 478

Annexe 3 : résultats de la semi-quantification par DRX des minéraux de la fraction < 2µm 481
Secteur A 481
Secteur B 484
Secteur D 485

Annexe 4 : valeurs de stocks de sédiments accumulés par tronçons de vallée 489
Secteurs A et B 489
Vallée principale de la Grande Choisille 490

Annexe 1 : résultats des analyses granulométriques

Secteur A

Forage	Profondeur (cm)	Classes granulométriques (% du bulk)						
		A (< 2µm)	LF (2-20 µm)	LG (20-50 µm)	SF (50-200 µm)	SM (200-500 µm)	SG (500 µm-2 mm)	G (> 2mm)
PON3	05-15	9,4%	31,4%	22,4%	35,5%	1,2%	0,2%	0,0%
PON3	20-30	8,9%	38,2%	20,1%	32,3%	0,3%	0,2%	0,0%
PON3	30-40	10,9%	38,6%	22,1%	28,0%	0,2%	0,1%	0,0%
PON3	40-45	11,1%	45,1%	23,4%	20,0%	0,2%	0,1%	0,0%
PON3	50-60	10,7%	46,6%	25,9%	16,6%	0,2%	0,0%	0,0%
PON3	60-70	11,0%	47,9%	26,4%	14,6%	0,2%	0,0%	0,0%
PON3	70-80	12,0%	46,9%	27,1%	13,9%	0,1%	0,1%	0,0%
PON3	80-90	10,8%	48,9%	25,1%	15,0%	0,2%	0,1%	0,0%
PON3	90-95	10,1%	41,7%	28,1%	19,9%	0,2%	0,1%	0,0%
PON3	95-100	10,6%	42,3%	22,2%	24,6%	0,1%	0,1%	0,0%
PON3	105-110	9,3%	39,2%	30,1%	21,4%	0,0%	0,0%	0,0%
PON3	110-115	10,9%	45,5%	27,4%	16,0%	0,2%	0,0%	0,0%
PON3	115-125	10,6%	45,0%	26,4%	17,8%	0,2%	0,1%	0,0%
PON3	125-135	11,4%	32,6%	26,9%	28,7%	0,2%	0,2%	0,0%
PON3	135-145	9,1%	28,4%	25,9%	36,2%	0,2%	0,2%	0,0%
PON3	145-155	6,1%	24,7%	24,7%	42,9%	1,1%	0,3%	0,1%
PON3	155-160	6,9%	27,1%	26,7%	37,7%	1,2%	0,5%	0,0%
PON3	160-170	6,1%	25,4%	25,5%	38,2%	1,8%	1,4%	1,6%
PON3	170-180	5,4%	24,0%	24,5%	37,3%	2,4%	2,5%	4,0%
PON3	180-190	4,9%	19,5%	17,7%	28,2%	2,5%	2,9%	24,4%
PON3	200-210	2,2%	9,6%	8,4%	12,7%	3,0%	7,2%	56,9%
PON3	212-223	4,1%	18,4%	17,5%	44,1%	6,7%	2,2%	7,1%
PON3	230-245	2,2%	8,6%	3,9%	8,9%	4,8%	8,6%	63,1%
PON3	270-285	1,6%	10,3%	15,1%	7,2%	1,8%	3,4%	60,6%
PON3	320-330	1,4%	13,3%	6,4%	3,7%	1,7%	4,2%	69,3%
PON3	360-370	4,6%	54,2%	18,6%	4,5%	0,5%	0,7%	16,9%
PON3	410-420	1,3%	17,4%	9,7%	2,5%	0,8%	1,7%	66,6%
PON3	460-470	1,9%	9,1%	5,8%	1,6%	2,2%	8,7%	70,7%
PON3	600-610	4,7%	35,9%	41,4%	3,5%	0,3%	0,3%	13,8%

Forage	Profondeur (cm)	Classes granulométriques (% du bulk)						
		A (< 2µm)	LF (2-20 µm)	LG (20-50 µm)	SF (50-200 µm)	SM (200-500 µm)	SG (500 µm-2 mm)	G (> 2mm)
NAU1	0-15	8,8%	45,9%	16,3%	28,5%	0,4%	0,1%	0,0%
NAU1	15-22	12,4%	39,8%	19,6%	27,5%	0,6%	0,1%	0,0%
NAU1	24-35	10,0%	50,9%	18,9%	19,8%	0,2%	0,1%	0,0%
NAU1	35-48	9,8%	49,8%	24,1%	15,6%	0,6%	0,2%	0,0%
NAU1	48-60	7,8%	41,9%	32,8%	16,7%	0,5%	0,2%	0,0%
NAU1	60-70	11,4%	53,5%	14,9%	19,4%	0,6%	0,1%	0,0%
NAU1	70-80	14,0%	52,8%	15,7%	16,9%	0,4%	0,1%	0,0%
NAU1	80-90	15,0%	53,2%	19,5%	11,8%	0,3%	0,2%	0,0%
NAU1	90-100	14,7%	61,2%	19,2%	4,8%	0,1%	0,0%	0,0%
NAU1	100-110	9,9%	70,4%	18,4%	1,1%	0,1%	0,1%	0,0%
NAU1	110-120	11,2%	53,1%	35,2%	0,4%	0,1%	0,1%	0,0%
NAU1	120-130	9,2%	51,4%	38,0%	1,2%	0,1%	0,1%	0,0%
NAU1	130-140	9,7%	51,5%	35,7%	3,0%	0,1%	0,1%	0,0%
NAU1	140-150	7,8%	43,5%	45,5%	3,0%	0,1%	0,1%	0,0%
NAU1	150-160	6,4%	37,0%	49,0%	7,4%	0,1%	0,1%	0,0%
NAU1	160-170	5,9%	33,6%	46,4%	13,7%	0,2%	0,1%	0,0%
NAU1	170-180	5,7%	29,5%	49,0%	14,7%	0,9%	0,2%	0,0%
NAU1	180-190	5,4%	27,6%	47,4%	18,9%	0,5%	0,2%	0,0%
NAU1	190-200	5,6%	30,1%	44,5%	18,7%	0,7%	0,3%	0,0%
NAU1	200-210	6,4%	35,3%	31,3%	25,9%	0,8%	0,3%	0,0%
NAU1	220-230	5,7%	35,4%	26,4%	31,8%	0,7%	0,0%	0,0%
NAU1	230-240	6,5%	34,8%	21,8%	35,2%	1,5%	0,1%	0,0%
NAU1	240-250	6,1%	38,2%	17,6%	36,9%	0,9%	0,2%	0,0%
NAU1	250-260	5,2%	34,5%	18,0%	40,9%	1,3%	0,1%	0,0%
NAU1	260-270	5,3%	30,6%	19,4%	43,5%	1,0%	0,1%	0,0%
NAU1	270-280	4,7%	30,2%	14,8%	47,7%	2,3%	0,3%	0,0%
NAU1	280-290	3,9%	29,1%	14,5%	49,5%	2,3%	0,4%	0,4%
NAU1	290-300	4,2%	27,5%	15,3%	48,6%	2,3%	0,5%	1,6%
NAU1	300-305	3,8%	30,2%	13,2%	44,4%	2,3%	1,4%	4,7%
NAU1	305-320	1,1%	6,8%	5,3%	17,5%	3,8%	10,6%	54,9%
NAU1	320-335	1,2%	4,8%	6,7%	19,4%	6,2%	6,9%	54,8%

Forage	Profondeur (cm)	Classes granulométriques (% du bulk)						
		A (< 2µm)	LF (2-20 µm)	LG (20-50 µm)	SF (50-200 µm)	SM (200-500 µm)	SG (500 µm-2 mm)	G (> 2mm)
HAR7	0-10	7,9%	35,2%	29,9%	23,2%	1,9%	0,9%	1,0%
HAR7	12-25	8,4%	38,6%	23,5%	23,5%	1,7%	1,3%	3,0%
HAR7	25-30	7,6%	31,4%	34,2%	24,0%	1,6%	0,7%	0,5%
HAR7	30-40	8,4%	36,9%	31,8%	21,3%	1,1%	0,3%	0,3%
HAR7	40-50	8,6%	34,5%	35,4%	20,3%	0,9%	0,2%	0,2%
HAR7	50-60	6,0%	17,1%	12,1%	8,5%	0,4%	0,2%	55,7%
HAR7	60-63	10,6%	29,7%	24,9%	30,4%	2,4%	0,4%	1,5%
HAR7	63-66	6,4%	20,8%	16,6%	51,3%	4,6%	0,3%	0,0%
HAR7	66-70	4,1%	14,7%	10,2%	15,4%	1,0%	0,3%	54,2%
HAR7	70-80	6,5%	24,8%	23,3%	42,8%	2,4%	0,1%	0,1%
HAR7	80-90	7,2%	26,5%	21,8%	40,4%	3,2%	0,6%	0,4%
HAR7	90-100	8,5%	30,4%	29,6%	29,4%	1,2%	0,8%	0,1%
HAR7	100-110	7,6%	33,8%	37,7%	19,9%	0,9%	0,1%	0,0%
HAR7	110-120	6,3%	29,9%	40,5%	22,4%	0,8%	0,2%	0,0%
HAR7	120-130	6,2%	28,0%	36,4%	28,3%	0,9%	0,3%	0,0%
HAR7	130-140	6,0%	27,2%	33,2%	31,6%	1,1%	0,3%	0,6%
HAR7	140-145	6,5%	28,0%	30,9%	32,9%	1,2%	0,5%	0,0%
HAR7	145-150	5,2%	25,0%	35,0%	33,3%	1,2%	0,4%	0,0%
HAR7	150-160	5,4%	25,3%	32,2%	35,3%	1,4%	0,3%	0,1%
HAR7	160-170	5,3%	23,5%	33,5%	35,4%	1,8%	0,4%	0,1%
HAR7	170-180	9,4%	24,6%	26,8%	36,8%	1,9%	0,4%	0,1%
HAR7	180-190	7,5%	25,3%	24,5%	39,8%	2,2%	0,4%	0,2%
HAR7	190-200	6,4%	26,6%	25,3%	39,4%	2,0%	0,4%	0,0%
HAR7	220-230	7,7%	26,7%	24,3%	38,8%	2,0%	0,3%	0,1%
HAR7	230-240	7,1%	27,3%	25,1%	38,0%	2,0%	0,2%	0,2%
HAR7	240-250	9,7%	25,3%	25,7%	36,8%	2,1%	0,2%	0,3%
HAR7	250-260	7,8%	30,3%	25,7%	34,2%	1,8%	0,2%	0,1%
HAR7	260-270	9,4%	34,1%	26,1%	28,8%	1,4%	0,1%	0,0%
HAR7	270-280	8,7%	33,2%	27,7%	29,0%	1,1%	0,2%	0,1%
HAR7	280-290	6,9%	33,8%	30,9%	27,3%	1,0%	0,1%	0,0%
HAR7	290-300	6,8%	31,0%	32,1%	28,5%	1,4%	0,3%	0,0%
HAR7	300-305	7,8%	30,6%	28,2%	31,4%	1,6%	0,2%	0,1%
HAR7	305-313	5,5%	25,9%	26,2%	39,7%	2,4%	0,4%	0,0%
HAR7	313-318	5,6%	25,0%	21,7%	43,5%	2,3%	0,5%	1,4%
HAR7	318-328	4,3%	18,7%	19,5%	39,7%	3,9%	3,2%	10,8%
HAR7	328-340	2,3%	8,4%	6,2%	13,4%	2,9%	5,4%	61,4%
HAR7	340-360	0,8%	5,1%	2,8%	7,8%	3,7%	7,8%	72,0%
HAR7	360-380	0,8%	4,3%	2,2%	9,7%	5,2%	10,3%	67,5%
HAR7	380-400	1,2%	8,0%	4,2%	9,4%	5,3%	11,6%	60,2%
HAR7	400-420	0,7%	4,5%	2,5%	6,7%	3,7%	13,4%	68,5%
HAR7	420-440	0,7%	4,4%	2,0%	6,3%	2,7%	12,4%	71,5%
HAR7	440-455	0,9%	5,3%	3,0%	7,7%	2,8%	14,8%	65,5%
HAR7	455-470	0,6%	3,5%	2,0%	6,4%	3,7%	9,7%	74,1%

Secteur B

Forage	Profondeur (cm)	Classes granulométriques (% du bulk)						
		A (< 2µm)	LF (2-20 µm)	LG (20-50 µm)	SF (50-200 µm)	SM (200-500 µm)	SG (500 µm-2 mm)	G (> 2mm)
ROC3	0-16	3,7%	24,9%	35,5%	31,0%	3,0%	0,7%	1,2%
ROC3	16-26	4,4%	25,7%	29,7%	36,4%	2,8%	0,1%	0,8%
ROC3	26-38	3,5%	20,4%	32,2%	35,2%	2,2%	2,9%	3,6%
ROC3	38-52	1,9%	11,6%	28,0%	54,2%	1,4%	1,3%	1,6%
ROC3	52-62	2,2%	13,2%	26,7%	53,1%	1,8%	0,8%	2,2%
ROC3	62-72	2,5%	15,5%	23,3%	56,0%	0,5%	0,0%	2,2%
ROC3	72-82	2,8%	16,9%	27,8%	47,3%	1,4%	1,8%	2,0%
ROC3	82-90	3,5%	18,8%	31,9%	44,2%	1,4%	0,1%	0,1%
ROC3	90-100	1,5%	10,8%	23,5%	58,0%	3,1%	3,0%	0,0%
ROC3	100-108	5,6%	27,7%	23,7%	39,0%	2,3%	1,6%	0,0%
ROC3	108-112	1,0%	7,3%	15,7%	64,8%	6,4%	4,8%	0,0%
ROC3	112-120	0,6%	4,9%	12,8%	60,2%	9,3%	12,2%	0,0%
ROC3	120-130	1,2%	7,9%	19,4%	55,7%	7,4%	8,4%	0,0%
ROC3	130-140	0,6%	4,5%	12,9%	66,3%	5,2%	10,5%	0,0%
ROC3	140-150	1,2%	8,6%	17,3%	56,2%	7,1%	9,5%	0,0%
ROC3	150-157	1,0%	6,7%	16,5%	62,3%	8,4%	5,1%	0,0%
ROC3	157-162	2,3%	15,2%	21,1%	58,2%	2,4%	0,8%	0,0%
ROC3	162-170	1,0%	6,7%	16,3%	65,3%	4,5%	6,2%	0,0%
ROC3	170-180	2,1%	11,8%	19,2%	60,1%	5,1%	0,5%	1,2%
ROC3	180-186	0,2%	1,2%	1,9%	18,1%	7,2%	19,7%	51,8%
ROC3	186-190	0,1%	0,8%	1,5%	15,6%	10,1%	30,4%	41,4%
ROC3	190-200	0,1%	0,4%	0,5%	13,2%	12,1%	19,4%	54,3%
ROC3	200-212	0,4%	2,8%	2,3%	6,9%	8,1%	7,7%	71,8%
ROC3	212-234	1,0%	7,0%	3,1%	4,3%	6,2%	12,0%	66,4%
BIL8	0-12	3,6%	25,2%	49,6%	7,3%	5,1%	8,7%	0,4%
BIL8	12-25	3,7%	25,0%	47,0%	8,6%	6,5%	7,9%	1,3%
BIL8	25-40	3,7%	24,6%	41,0%	9,4%	5,4%	10,9%	4,9%
BIL8	40-50	4,8%	29,0%	58,0%	6,0%	1,3%	0,9%	0,0%
BIL8	50-60	5,0%	34,0%	55,9%	4,3%	0,3%	0,5%	0,0%
BIL8	60-70	4,7%	33,9%	42,7%	15,1%	2,4%	1,2%	0,0%
BIL8	70-80	5,5%	31,9%	41,6%	17,3%	1,4%	2,3%	0,0%
BIL8	80-90	4,8%	34,5%	44,9%	12,3%	1,4%	2,1%	0,0%
BIL8	90-100	4,2%	33,4%	42,3%	16,8%	1,9%	1,4%	0,0%
BIL8	100-110	3,8%	29,8%	47,3%	15,1%	2,4%	1,6%	0,0%
BIL8	110-120	9,3%	54,5%	20,2%	12,1%	1,1%	0,6%	2,2%
BIL8	120-130	9,9%	51,8%	27,9%	8,2%	1,1%	1,1%	0,0%
BIL8	130-140	9,9%	50,1%	34,9%	4,4%	0,5%	0,2%	0,0%
BIL8	140-150	5,9%	39,7%	43,0%	8,6%	1,1%	1,7%	0,0%
BIL8	150-160	9,2%	54,4%	26,4%	9,1%	0,6%	0,2%	0,0%
BIL8	160-170	4,6%	35,5%	50,3%	9,2%	0,2%	0,2%	0,0%
BIL8	170-180	4,6%	33,1%	52,6%	9,5%	0,2%	0,1%	0,0%
BIL8	180-190	4,3%	29,2%	60,5%	5,4%	0,2%	0,4%	0,0%
BIL8	190-200	3,5%	25,0%	39,9%	14,1%	4,7%	5,4%	7,4%
BIL8	200-215	4,2%	32,2%	42,8%	12,1%	3,8%	4,9%	0,0%
BIL8	215-218	2,7%	25,6%	51,1%	16,2%	1,7%	1,5%	1,2%
BIL8	218-228	0,9%	7,6%	6,8%	14,3%	13,2%	24,5%	32,7%
BIL8	228-235	3,1%	18,2%	14,5%	21,2%	11,2%	24,7%	7,1%
BIL8	235-245	1,0%	7,0%	5,6%	19,1%	8,2%	15,4%	43,7%
BIL8	245-256	2,1%	14,2%	9,9%	17,1%	10,4%	24,2%	22,1%
BIL8	256-270	2,4%	14,7%	9,0%	17,2%	9,7%	14,0%	32,9%

Secteur D

Forage	Profondeur (cm)	Classes granulométriques (% du bulk)						
		A (< 2µm)	LF (2-20 µm)	LG (20-50 µm)	SF (50-200 µm)	SM (200-500 µm)	SG (500 µm-2 mm)	G (> 2mm)
BJE9	45-55	16,1%	60,1%	21,7%	1,4%	0,3%	0,4%	0,1%
BJE9	55-65	20,9%	61,7%	15,7%	1,3%	0,3%	0,1%	0,0%
BJE9	65-75	26,1%	51,5%	19,4%	1,3%	1,0%	0,7%	0,0%
BJE9	75-80	20,4%	65,8%	10,5%	1,2%	0,8%	0,9%	0,5%
BJE9	80-85	16,1%	66,3%	17,6%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
BJE9	85-90	13,6%	61,8%	20,9%	1,1%	1,2%	0,9%	0,5%
BJE9	90-100	12,1%	59,5%	19,2%	6,7%	1,9%	0,5%	0,1%
BJE9	105-115	10,3%	39,1%	43,1%	5,0%	1,7%	0,6%	0,2%
BJE9	115-125	6,7%	43,3%	47,0%	1,8%	0,7%	0,4%	0,0%
BJE9	125-135	8,2%	47,4%	38,5%	4,7%	0,7%	0,3%	0,3%
BJE9	135-145	13,5%	57,8%	24,7%	2,9%	0,6%	0,3%	0,2%
BJE9	145-155	9,8%	63,9%	22,5%	3,1%	0,4%	0,3%	0,0%
BJE9	155-165	10,5%	61,0%	24,9%	2,8%	0,5%	0,2%	0,1%
BJE9	165-175	10,3%	59,6%	27,6%	1,6%	0,6%	0,3%	0,0%
BJE9	175-185	9,5%	59,9%	27,6%	1,8%	0,9%	0,2%	0,1%
BJE9	185-195	7,8%	59,2%	27,4%	4,7%	0,7%	0,2%	0,1%
BJE9	200-210	9,7%	61,3%	21,4%	5,5%	1,5%	0,2%	0,2%
BJE9	210-220	14,1%	41,6%	36,2%	6,0%	1,8%	0,4%	0,0%
BJE9	220-230	11,9%	57,9%	23,2%	5,3%	1,4%	0,3%	0,0%
BJE9	230-240	11,4%	57,8%	21,2%	2,3%	6,1%	1,1%	0,0%
BJE9	240-250	9,3%	51,4%	29,1%	4,4%	4,2%	1,4%	0,2%
BJE9	250-260	4,5%	32,8%	45,7%	9,6%	5,4%	2,0%	0,0%
BJE9	260-270	9,3%	37,7%	12,0%	5,3%	12,9%	7,0%	15,7%
BJE9	270-280	12,7%	62,5%	18,7%	2,9%	1,9%	1,3%	0,1%
BJE9	280-290	7,9%	59,1%	26,0%	5,3%	1,4%	0,2%	0,0%
BJE9	290-300	7,2%	48,4%	37,7%	5,3%	1,2%	0,2%	0,0%
BJE9	300-310	6,6%	50,4%	41,3%	0,8%	0,4%	0,3%	0,3%
BJE9	310-320	7,2%	49,5%	40,3%	1,5%	1,0%	0,4%	0,0%
BJE9	320-330	6,7%	48,2%	42,1%	1,9%	0,7%	0,5%	0,0%
BJE9	330-336	5,4%	34,0%	22,6%	12,0%	16,0%	9,0%	1,0%
BJE9	338-350	3,9%	28,8%	27,3%	12,2%	16,3%	10,1%	1,5%
BJE9	350-360	5,1%	34,2%	25,7%	11,1%	14,5%	6,5%	3,0%
BJE9	360-380	1,7%	11,4%	7,4%	6,7%	6,5%	16,0%	50,3%
BJE9	380-400	1,9%	14,6%	11,1%	5,1%	6,8%	15,7%	44,8%
BJE9	400-420	2,4%	15,6%	6,9%	3,6%	7,7%	17,9%	45,9%
BJE9	420-440	2,5%	13,7%	8,7%	3,6%	7,8%	17,6%	46,0%
BJE9	440-460	1,2%	8,6%	6,1%	3,8%	7,4%	20,5%	52,3%
BJE9	460-480	1,5%	9,7%	9,1%	4,1%	9,3%	22,9%	43,4%
BJE9	480-500	1,4%	12,5%	5,2%	2,3%	5,7%	21,4%	51,3%
BJE9	500-520	1,2%	9,7%	5,4%	2,2%	6,0%	20,4%	55,1%
BJE9	520-540	0,7%	4,9%	5,5%	2,0%	4,3%	16,5%	66,1%
BJE9	540-556	1,0%	8,6%	6,1%	5,3%	5,9%	16,7%	56,4%
BJE9	580-600	2,7%	16,1%	10,9%	6,4%	6,6%	11,0%	46,4%

Forage	Profondeur (cm)	Classes granulométriques (% du bulk)						
		A (< 2µm)	LF (2-20 µm)	LG (20-50 µm)	SF (50-200 µm)	SM (200-500 µm)	SG (500 µm-2 mm)	G (> 2mm)
CHA9	0-12	9,6%	61,8%	11,8%	5,6%	4,0%	4,4%	2,8%
CHA9	12-25	8,6%	54,5%	20,3%	7,2%	5,0%	3,2%	1,2%
CHA9	25-35	7,9%	51,3%	19,1%	8,4%	5,5%	6,6%	1,2%
CHA9	35-45	8,3%	51,6%	23,1%	7,7%	4,5%	4,3%	0,6%
CHA9	45-55	8,7%	48,2%	22,2%	12,0%	5,4%	3,3%	0,2%
CHA9	55-65	7,6%	39,1%	17,5%	17,2%	15,0%	3,5%	0,1%
CHA9	65-75	9,2%	53,1%	21,3%	10,4%	5,5%	0,5%	0,0%
CHA9	75-85	9,4%	59,2%	23,1%	5,2%	2,1%	0,9%	0,0%
CHA9	85-95	10,4%	56,2%	28,2%	3,7%	0,8%	0,8%	0,1%
CHA9	95-100	8,2%	50,6%	34,5%	5,3%	0,7%	0,7%	0,0%
CHA9	100-110	7,6%	47,3%	35,5%	6,7%	1,8%	1,1%	0,0%
CHA9	110-115	12,5%	52,4%	25,9%	6,8%	1,7%	0,7%	0,0%
CHA9	115-125	7,5%	52,2%	31,9%	3,6%	2,0%	2,6%	0,1%
CHA9	125-135	8,7%	57,2%	25,2%	3,6%	1,8%	2,8%	0,8%
CHA9	135-145	12,4%	58,4%	24,2%	2,7%	1,1%	1,1%	0,0%
CHA9	145-155	9,6%	61,8%	24,0%	3,2%	0,8%	0,6%	0,0%
CHA9	155-165	9,4%	62,7%	21,8%	3,8%	1,4%	0,8%	0,1%
CHA9	165-175	10,4%	62,5%	21,3%	4,0%	1,1%	0,7%	0,1%
CHA9	175-185	10,5%	64,8%	18,3%	4,5%	1,1%	0,7%	0,1%
CHA9	185-195	10,0%	61,4%	22,3%	4,8%	1,0%	0,6%	0,0%
CHA9	195-200	12,3%	60,4%	19,9%	5,5%	1,0%	0,7%	0,1%
CHA9	200-210	12,0%	59,7%	20,0%	5,2%	1,6%	1,2%	0,2%
CHA9	210-220	12,2%	60,2%	17,3%	4,9%	2,4%	2,8%	0,4%
CHA9	220-230	12,7%	64,0%	17,3%	3,3%	1,2%	1,4%	0,0%
CHA9	230-240	14,7%	70,8%	13,3%	0,5%	0,3%	0,3%	0,0%
CHA9	240-250	15,1%	71,1%	10,7%	0,8%	0,6%	1,3%	0,3%
CHA9	250-260	13,5%	71,1%	14,5%	0,5%	0,2%	0,2%	0,0%
CHA9	260-267	13,8%	71,9%	12,9%	0,5%	0,5%	0,5%	0,0%
CHA9	267-278	12,1%	81,4%	5,9%	0,1%	0,1%	0,4%	0,0%
CHA9	278-290	14,2%	73,5%	10,2%	0,2%	0,5%	1,2%	0,2%
CHA9	290-300	12,6%	79,8%	7,6%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
CHA9	300-305	10,6%	85,9%	3,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
CHA9	305-315	10,8%	82,5%	6,7%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
CHA9	315-325	7,4%	64,2%	28,4%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
CHA9	325-335	8,1%	51,1%	40,8%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
CHA9	335-345	6,8%	60,0%	33,2%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
CHA9	345-355	7,0%	59,7%	33,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
CHA9	355-365	6,3%	55,1%	30,7%	4,9%	2,3%	0,7%	0,0%
CHA9	365-375	7,0%	57,2%	26,4%	7,3%	2,1%	0,0%	0,0%
CHA9	375-385	10,0%	40,5%	26,7%	11,4%	7,1%	3,3%	0,9%
CHA9	385-395	4,8%	28,3%	24,5%	22,1%	10,7%	5,5%	4,2%
CHA9	395-400	7,8%	62,7%	26,0%	1,8%	1,8%	0,0%	0,0%
CHA9	433-440	3,2%	19,1%	14,1%	10,3%	15,4%	16,8%	21,1%
CHA9	440-450	1,4%	10,3%	2,5%	2,7%	15,4%	50,7%	17,0%
CHA9	455-460	3,2%	19,8%	17,7%	27,5%	17,0%	7,1%	7,7%
CHA9	460-479	2,1%	10,2%	6,0%	9,8%	26,1%	25,6%	20,1%
CHA9	480-495	7,0%	28,0%	17,8%	2,8%	4,5%	15,0%	25,0%
CHA9	505-515	0,6%	4,8%	6,8%	35,0%	42,0%	5,5%	5,3%
CHA9	520-530	4,2%	13,6%	7,6%	27,3%	38,3%	7,3%	1,7%

Annexe 2 : principaux constituants des sédiments de la Choisille et résultats de la pyrolyse Rock-Eval

Secteur A

Forage	Profondeur (cm)	Principaux constituants (% du bulk)			Paramètres analysés par Rock-Eval (1)			
		Silicates + oxydes	Carbonates	MO	T max (°C)	IO (mg/g)	IH (mg/g)	COT (%)
NAU1	0-15	92%	2%	6%	421	522	165	3,21
NAU1	15-22	93%	2%	5%	416	536	153	2,39
NAU1	24-35	96%	2%	2%	417	602	126	1,22
NAU1	35-48	96%	2%	2%	401	633	82	1,13
NAU1	48-60	97%	2%	2%	375	840	73	0,90
NAU1	60-70	98%	1%	1%	430	575	85	0,73
NAU1	70-80	96%	1%	3%	442	333	139	1,37
NAU1	80-90	94%	0%	5%	417	443	103	2,62
NAU1	90-100	97%	1%	3%	437	350	127	1,34
NAU1	100-110	94%	2%	5%	434	298	199	2,38
NAU1	110-120	93%	1%	6%	431	411	176	3,13
NAU1	120-130	96%	0%	4%	432	355	182	1,98
NAU1	130-140	95%	0%	5%	432	329	201	2,61
NAU1	140-150	95%	1%	4%	431	334	167	1,93
NAU1	150-160	98%	1%	1%	430	1209	602	0,55
NAU1	160-170	98%	0%	2%	432	364	151	1,21
NAU1	170-180	97%	0%	3%	427	380	122	1,32
NAU1	180-190	99%	1%					
NAU1	190-200	97%	0%	3%	431	385	133	1,29
NAU1	200-210	97%	0%	3%	427	391	136	1,72
NAU1	220-230	98%	1%	1%	429	1906	444	0,40
NAU1	230-240	98%	2%					
NAU1	240-250	93%	2%	5%	431	324	126	2,68
NAU1	250-260	93%	2%	5%	432	327	120	2,53
NAU1	260-270	92%	2%	6%	430	331	121	2,99
NAU1	270-280	83%	9%	8%	431	310	130	3,78
NAU1	280-290	91%	5%	4%	433	304	122	2,14
NAU1	290-300	91%	3%	7%	432	274	168	3,29
NAU1	300-305	91%	2%	6%	432	274	168	3,09
NAU1	305-320	93%	2%	5%	433	277	176	2,44
NAU1	320-335		2%					

(1) analyses effectuées à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans par J.R. Disnar et R. Boscadin

Forage	Profondeur (cm)	Principaux constituants (% du bulk)			Paramètres analysés par Rock-Eval (1)			
		Silicates + oxydes	Carbonates	MO	T max (°C)	IO (mg/g)	IH (mg/g)	COT (%)
HAR7	0-10		3%					
HAR7	12-25	92%	3%	5%	420	419	184	2,49
HAR7	25-30	97%	2%	1%	420	1512	547	0,48
HAR7	30-40	95%	2%	2%	413	511	134	1,05
HAR7	40-50	97%	1%	2%	416	493	107	0,86
HAR7	50-60		2%					
HAR7	60-63	97%	2%	1%	390	649	77	0,26
HAR7	63-66	96%	3%	0%	399	699	63	0,24
HAR7	66-70		4%					
HAR7	70-80	98%	1%	0%	441	735	68	0,21
HAR7	80-90	98%	1%	0%	436	1102	23	0,18
HAR7	90-100	99%	0%	1%	449	559	78	0,32
HAR7	100-110	98%	1%	1%	422	474	72	0,60
HAR7	110-120	97%	1%	2%	425	343	101	0,82
HAR7	120-130	97%	1%	2%	432	318	106	0,99
HAR7	130-140	98%	1%	2%	437	304	115	0,86
HAR7	140-145	98%	1%	1%	421	304	73	0,62
HAR7	145-150	98%	1%	1%	477	292	129	0,49
HAR7	150-160	99%	1%	1%	477	260	108	0,36
HAR7	160-170	99%	0%	0%	338	405	39	0,15
HAR7	170-180	99%	0%	0%	341	254	31	0,16
HAR7	180-190	99%	0%	0%	464	294	46	0,11
HAR7	190-200	99%	0%	0%	469	263	86	0,10
HAR7	220-230	99%	0%	1%	463	286	87	0,32
HAR7	230-240	99%	0%	0%	467	182	72	0,14
HAR7	240-250	99%	0%	0%	332	208	35	0,14
HAR7	250-260	99%	0%	0%	466	436	37	0,14
HAR7	260-270	99%	0%	0%	464	393	30	0,10
HAR7	270-280	99%	0%	0%	465	339	44	0,14
HAR7	280-290	99%	0%	0%	464	341	65	0,17
HAR7	290-300	99%	0%	0%	451	319	35	0,14
HAR7	300-305	99%	0%	1%	430	209	80	0,37
HAR7	305-313	95%	1%	4%	434	232	126	1,78
HAR7	313-318	93%	2%	4%	428	242	115	2,15
HAR7	318-328	90%	6%	4%	419	222	109	2,23
HAR7	328-340		17%					
HAR7	340-360		21%		(1) analyses effectuées à l'Institut			
HAR7	360-380		17%		des Sciences de la Terre d'Orléans			
HAR7	380-400		20%		par J.R. Disnar et R. Boscadin			
HAR7	400-420		20%					
HAR7	420-440		21%					
HAR7	440-455		19%					
HAR7	455-470		18%					

Secteur B

Forage	Profondeur (cm)	Principaux constituants (% du bulk)			Paramètres analysés par Rock-Eval (1)			
		Silicates + oxydes	Carbonates	MO	T max (°C)	IO (mg/g)	IH (mg/g)	COT (%)
ROC3	0-16		3%					
ROC3	16-26		3%					
ROC3	26-38		2%					
ROC3	38-52		1%					
ROC3	52-62		1%					
ROC3	62-72		1%					
ROC3	72-82		1%					
ROC3	82-90		2%					
ROC3	90-100		3%					
ROC3	100-108		5%					
ROC3	108-112		10%					
ROC3	112-120		9%					
ROC3	120-130		11%					
ROC3	130-140		9%					
ROC3	140-150		8%					
ROC3	150-157		6%					
ROC3	157-162		5%					
ROC3	162-170		6%					
ROC3	170-180	62%	10%	28%	338	166	250	13,91
ROC3	180-186	93%	4%	3%	408	168	199	1,52
ROC3	186-190		10%					
ROC3	190-200		2%					
ROC3	200-212		2%					
ROC3	212-234		3%					
BIL8	0-12	87%	6%	8%	433	252	277	3,77
BIL8	12-25	88%	7%	5%	431	260	245	2,66
BIL8	25-40	91%	6%	4%	432	261	203	1,77
BIL8	40-50	97%	2%	1%	399	372	101	0,52
BIL8	50-60	97%	2%	1%	381	482	77	0,43
BIL8	60-70	97%	2%	1%	370	268	88	0,37
BIL8	70-80	93%	6%	1%	418	238	92	0,53
BIL8	80-90	98%	2%	1%	380	277	73	0,42
BIL8	90-100	98%	1%	1%	379	311	60	0,30
BIL8	100-110	96%	4%	1%	384	309	54	0,33
BIL8	110-120	98%	1%	1%	387	246	40	0,47
BIL8	120-130	96%	3%	1%	396	210	35	0,50
BIL8	130-140	97%	2%	1%	409	211	52	0,36
BIL8	140-150	96%	3%	2%	362	142	65	0,96
BIL8	150-160	95%	3%	1%	412	161	61	0,60
BIL8	160-170	96%	3%	2%	424	153	71	0,85
BIL8	170-180	93%	2%	5%	443	134	134	2,41
BIL8	180-190	80%	7%	13%	436	139	236	6,34
BIL8	190-200	49%	14%	37%	430	155	257	18,68
BIL8	200-215	40%	30%	31%	432	259	375	15,39
BIL8	215-218	74%	18%	8%	435	142	274	4,24
BIL8	218-228		5%					
BIL8	228-235		9%		(1) analyses effectuées à l'Institut			
BIL8	235-245		5%		des Sciences de la Terre d'Orléans			
BIL8	245-256		9%		par J.R. Disnar et R. Boscadin			
BIL8	256-270		7%					

Secteur D

Forage	Profondeur (cm)	Teneur en carbonates (% du bulk)
BJE9	45-55	3%
BJE9	55-65	4%
BJE9	65-75	4%
BJE9	75-80	5%
BJE9	80-85	3%
BJE9	85-90	1%
BJE9	90-100	3%
BJE9	105-115	8%
BJE9	115-125	7%
BJE9	125-135	2%
BJE9	135-145	3%
BJE9	145-155	5%
BJE9	155-165	8%
BJE9	165-175	6%
BJE9	175-185	4%
BJE9	185-195	7%
BJE9	200-210	9%
BJE9	210-220	9%
BJE9	220-230	22%
BJE9	230-240	9%
BJE9	240-250	9%
BJE9	250-260	43%
BJE9	260-270	25%
BJE9	270-280	10%
BJE9	280-290	18%
BJE9	290-300	13%
BJE9	300-310	11%
BJE9	310-320	10%
BJE9	320-330	5%
BJE9	330-336	18%
BJE9	338-350	27%
BJE9	350-360	23%
BJE9	360-380	22%
BJE9	380-400	14%
BJE9	400-420	7%
BJE9	420-440	10%
BJE9	440-460	10%
BJE9	460-480	10%
BJE9	480-500	6%
BJE9	500-520	6%
BJE9	520-540	5%
BJE9	540-556	8%
BJE9	580-600	4%

Forage	Profondeur (cm)	Principaux constituants (% du bulk)			Paramètres analysés par Rock-Eval (1)			
		Silicates + oxydes	Carbonates	MO	T max (°C)	IO (mg/g)	IH (mg/g)	COT (%)
CHA9	0-12	87%	4%	9%	423	173	217	4,74
CHA9	12-25	88%	4%	8%	422	192	223	4,07
CHA9	25-35	90%	5%	5%	421	206	184	2,52
CHA9	35-45	91%	5%	3%	413	274	158	1,68
CHA9	45-55	90%	9%	2%	357	455	120	0,88
CHA9	55-65	91%	7%	2%	351	469	103	0,96
CHA9	65-75	98%	1%	1%	353	507	79	0,71
CHA9	75-85	79%	20%	1%	361	306	103	0,72
CHA9	85-95	82%	16%	2%	378	260	133	0,96
CHA9	95-100	80%	19%	1%	355	339	105	0,62
CHA9	100-110	81%	18%	1%	361	344	95	0,64
CHA9	110-115	87%	12%	1%	364	464	80	0,69
CHA9	115-125	89%	10%	1%	363	458	61	0,59
CHA9	125-135	89%	10%	1%	367	564	60	0,55
CHA9	135-145	94%	6%	1%	375	500	69	0,36
CHA9	145-155	90%	9%	1%	376	500	72	0,36
CHA9	155-165	93%	7%	1%	374	528	58	0,36
CHA9	165-175	96%	4%	1%	375	613	61	0,31
CHA9	175-185	97%	2%	1%	381	360	44	0,5
CHA9	185-195	94%	5%	1%	384	321	45	0,53
CHA9	195-200	89%	10%	1%	386	254	30	0,63
CHA9	200-210	88%	11%	2%	372	312	49	0,77
CHA9	210-220	83%	15%	2%	367	280	37	0,93
CHA9	220-230	86%	12%	2%	374	219	36	1,05
CHA9	230-240	97%	2%	1%	394	417	58	0,36
CHA9	240-250	96%	4%	1%	396	405	59	0,37
CHA9	250-260	95%	3%	2%	399	175	68	1,14
CHA9	260-267	91%	4%	5%	433	137	102	2,63
CHA9	267-278	72%	3%	25%	431	94	217	12,59
CHA9	278-290	71%	5%	23%	427	103	190	11,66
CHA9	290-300	45%	2%	53%	339	89	217	26,66
CHA9	300-305	55%	0%	44%	423	96	198	22,18
CHA9	305-315	88%	0%	12%	437	105	154	6,11
CHA9	315-325	84%	0%	16%	421	110	170	7,82
CHA9	325-335	81%	0%	19%	426	108	180	9,51
CHA9	335-345	45%	0%	55%	343	86	216	27,3
CHA9	345-355	57%	0%	43%	416	85	243	21,61
CHA9	355-365	76%	2%	22%	413	95	249	11,11
CHA9	365-375	75%	1%	23%	417	76	271	11,66
CHA9	375-385	81%	1%	18%	402	105	159	8,91
CHA9	385-395	84%	11%	4%	418	140	146	2,07
CHA9	395-400	82%	3%	15%	434	99	174	7,44
CHA9	433-440		11%					
CHA9	440-450		1%		(1) analyses effectuées à l'Institut			
CHA9	455-460		2%		des Sciences de la Terre d'Orléans			
CHA9	460-479		12%		par D. Kéravis			
CHA9	480-495		6%					
CHA9	505-515		0%					

Forage	Profondeur (cm)	Paramètres analysés par Rock-Eval (1)			
		T max (°C)	IO (mg/g)	IH (mg/g)	COT (%)
RIA3	10-20	434	462	176	3,05
RIA3	24-32	431	481	183	2,68
RIA3	35-45	433	477	185	2,69
RIA3	50-60	431	533	151	1,53
RIA3	60-70	435	619	143	1,64
RIA3	72-80	442	551	169	1,85
RIA3	82-86	441	429	290	5,82
RIA3	86-95	440	422	284	8,20
RIA3	95-100	435	416	273	12,80
RIA3	100-110	438	395	247	4,22
RIA3	110-120	439	396	177	1,90
RIA3	125-134	440	376	184	2,21
RIA3	135-145	436	300	237	7,28
RIA3	145-155	419	317	265	18,23
RIA3	155-165	416	317	271	18,81
RIA3	165-175	429	319	270	17,05
RIA3	175-185	428	310	286	16,70
RIA3	185-195	421	305	269	14,97
RIA3	195-200	429	288	270	12,58
RIA3	200-210	425	306	279	9,75
RIA3	230-240	432	273	211	5,11
RIA3	240-250	435	277	199	4,25
RIA3	250-260	435	308	151	2,10
RIA3	260-270	435	306	179	2,79
RIA3	270-280	433	278	188	4,50
RIA3	220-230	432	287	234	5,80

(1) analyses effectuées à l'Institut
des Sciences de la Terre d'Orléans
par J.R. Disnar et R. Boscadin

Annexe 3 : résultats de la semi-quantification par DRX des minéraux de la fraction < 2µm

Secteur A

Forage	Profondeur (cm)	Intensité relative de l'aire du pic de diffraction (001) (%)			
		Smectites	Kaolinite	Illite	Quartz
PON3	05-15	40%	49%	6%	5%
PON3	20-30	46%	41%	8%	5%
PON3	30-40	46%	50%	0%	5%
PON3	40-45	44%	50%	4%	2%
PON3	50-60	41%	56%	0%	2%
PON3	60-70	39%	50%	6%	6%
PON3	70-80	63%	34%	0%	3%
PON3	80-90	52%	47%	0%	1%
PON3	90-95	49%	47%	0%	4%
PON3	95-100	49%	49%	0%	3%
PON3	105-110	52%	45%	0%	3%
PON3	110-115	54%	44%	0%	2%
PON3	115-125	63%	36%	0%	1%
PON3	125-135	48%	42%	0%	10%
PON3	135-145	46%	50%	0%	4%
PON3	145-155	58%	39%	0%	4%
PON3	155-160	53%	42%	0%	6%
PON3	160-170	48%	46%	0%	6%
PON3	170-180	55%	42%	0%	3%
PON3	180-190	52%	43%	0%	5%
PON3	200-210	53%	32%	9%	6%
PON3	212-223	51%	39%	7%	3%
PON3	230-245	43%	41%	10%	7%
PON3	270-285	60%	31%	7%	3%
PON3	320-330	69%	21%	10%	0%
PON3	360-370	60%	16%	0%	24%
PON3	410-420	74%	12%	4%	10%
PON3	460-470	51%	36%	8%	6%
PON3	600-610	41%	52%	3%	4%

Forage	Profondeur (cm)	Intensité relative de l'aire du pic de diffraction (001) (%)			
		Smectites	Kaolinite	Illite	Quartz
NAU1	0-15	57%	30%	2%	11%
NAU1	15-22	60%	28%	2%	10%
NAU1	24-35	56%	26%	6%	12%
NAU1	35-48	58%	26%	5%	12%
NAU1	48-60	68%	22%	0%	10%
NAU1	60-70	77%	21%	0%	2%
NAU1	70-80	71%	27%	0%	1%
NAU1	80-90	74%	24%	0%	2%
NAU1	90-100	72%	26%	0%	2%
NAU1	100-110	65%	29%	4%	3%
NAU1	110-120	53%	29%	3%	16%
NAU1	120-130	55%	26%	3%	16%
NAU1	130-140	52%	26%	5%	16%
NAU1	140-150	53%	26%	2%	19%
NAU1	150-160	64%	21%	5%	10%
NAU1	160-170	55%	22%	6%	17%
NAU1	170-180	67%	18%	5%	9%
NAU1	180-190	59%	17%	7%	17%
NAU1	190-200	60%	18%	5%	18%
NAU1	200-210	52%	21%	6%	22%
NAU1	220-230	61%	20%	5%	14%
NAU1	230-240	69%	19%	6%	6%
NAU1	240-250	63%	25%	0%	12%
NAU1	250-260	65%	21%	0%	14%
NAU1	260-270	66%	24%	0%	10%
NAU1	270-280	65%	20%	0%	15%
NAU1	280-290	70%	20%	0%	9%
NAU1	290-300	68%	23%	0%	10%
NAU1	300-305	63%	26%	3%	8%
NAU1	305-320	63%	15%	9%	13%
NAU1	320-335	72%	13%	10%	5%

Forage	Profondeur (cm)	Intensité relative de l'aire du pic de diffraction (001) (%)				
		Smectites	Kaolinite	Illite	Quartz	Lépidocrocite
HAR7	0-10	36%	38%	7%	19%	0%
HAR7	12-25	39%	40%	0%	21%	0%
HAR7	25-30	42%	30%	0%	28%	0%
HAR7	30-40	38%	23%	8%	31%	0%
HAR7	40-50	45%	28%	5%	22%	0%
HAR7	50-60	51%	32%	0%	17%	0%
HAR7	60-63	42%	28%	10%	20%	0%
HAR7	63-66	37%	24%	8%	31%	0%
HAR7	66-70	44%	24%	0%	32%	0%
HAR7	70-80	44%	28%	0%	28%	0%
HAR7	80-90	38%	20%	10%	32%	0%
HAR7	90-100	47%	27%	0%	26%	0%
HAR7	100-110	38%	24%	10%	28%	0%
HAR7	110-120	48%	34%	3%	15%	0%
HAR7	120-130	59%	34%	0%	8%	0%
HAR7	130-140	45%	30%	2%	23%	0%
HAR7	140-145	31%	23%	7%	38%	0%
HAR7	145-150	42%	31%	5%	22%	0%
HAR7	150-160	48%	38%	0%	15%	0%
HAR7	160-170	45%	43%	0%	13%	0%
HAR7	170-180	47%	46%	0%	7%	0%
HAR7	180-190	53%	34%	0%	13%	0%
HAR7	190-200	51%	37%	0%	12%	0%
HAR7	220-230	51%	28%	5%	15%	0%
HAR7	230-240	46%	27%	6%	20%	0%
HAR7	240-250	51%	32%	0%	17%	0%
HAR7	250-260	54%	29%	0%	17%	0%
HAR7	260-270	56%	31%	0%	13%	0%
HAR7	270-280	56%	31%	0%	13%	0%
HAR7	280-290	46%	31%	2%	20%	0%
HAR7	290-300	41%	31%	7%	20%	0%
HAR7	300-305	48%	32%	5%	15%	0%
HAR7	305-313	29%	27%	9%	22%	13%
HAR7	313-318	7%	19%	17%	28%	29%
HAR7	318-328	24%	26%	9%	27%	15%
HAR7	328-340	43%	25%	12%	20%	0%
HAR7	340-360	42%	22%	12%	24%	0%
HAR7	360-380	42%	18%	15%	25%	0%
HAR7	380-400	43%	18%	12%	27%	0%
HAR7	400-420	35%	23%	13%	29%	0%
HAR7	420-440	31%	20%	18%	31%	0%
HAR7	440-455	35%	20%	18%	28%	0%

Secteur B

Forage	Profondeur (cm)	Intensité relative de l'aire du pic de diffraction (001) (%)				
		Smectites	Kaolinite	Illite	Quartz	Lépidocrocite
ROC3	0-16	43%	32%	0%	25%	0%
ROC3	16-26	43%	27%	0%	24%	6%
ROC3	26-38	41%	33%	0%	25%	0%
ROC3	38-52	46%	38%	0%	16%	0%
ROC3	52-62	48%	40%	0%	11%	0%
ROC3	62-72	43%	41%	0%	12%	4%
ROC3	72-82	38%	42%	0%	16%	3%
ROC3	82-90	37%	41%	0%	19%	3%
ROC3	90-100	39%	40%	0%	21%	0%
ROC3	100-108	24%	43%	0%	33%	0%
ROC3	108-112	31%	32%	0%	36%	0%
ROC3	112-120	33%	33%	8%	26%	0%
ROC3	120-130	14%	40%	4%	41%	0%
ROC3	130-140	29%	24%	0%	47%	0%
ROC3	140-150	30%	27%	12%	30%	0%
ROC3	150-157	42%	29%	0%	29%	0%
ROC3	157-162	20%	9%	0%	72%	0%
ROC3	162-170	46%	23%	7%	25%	0%
ROC3	170-180	57%	18%	0%	25%	0%
ROC3	180-186	49%	16%	12%	23%	0%
ROC3	186-190	40%	21%	12%	28%	0%
ROC3	190-200					
ROC3	200-212	56%	19%	0%	25%	0%
ROC3	212-234	31%	22%	9%	38%	0%
ROC3	240-250	68%	15%	5%	13%	0%
ROC3	265-275	77%	10%	7%	6%	0%
BIL8	0-12	53%	23%	0%	24%	0%
BIL8	12-25	19%	16%	0%	64%	0%
BIL8	25-40	11%	3%	0%	87%	0%
BIL8	40-50	28%	12%	0%	60%	0%
BIL8	50-60	67%	21%	0%	12%	0%
BIL8	60-70	56%	24%	0%	20%	0%
BIL8	70-80	54%	16%	0%	30%	0%
BIL8	80-90	7%	2%	0%	91%	0%
BIL8	90-100	6%	0%	0%	94%	0%
BIL8	100-110	11%	3%	0%	87%	0%
BIL8	110-120	11%	3%	0%	87%	0%
BIL8	120-130	11%	4%	0%	85%	0%
BIL8	130-140	11%	3%	0%	86%	0%
BIL8	140-150	59%	22%	0%	19%	0%
BIL8	150-160	64%	25%	0%	11%	0%
BIL8	160-170	59%	27%	0%	14%	0%
BIL8	170-180	56%	27%	0%	18%	0%
BIL8	180-190	61%	25%	0%	14%	0%
BIL8	190-200	50%	16%	0%	16%	18%
BIL8	200-215	37%	23%	11%	28%	0%
BIL8	215-218	42%	29%	9%	19%	0%
BIL8	218-228	60%	21%	8%	12%	0%
BIL8	228-235	50%	20%	10%	20%	0%
BIL8	235-245	48%	27%	4%	21%	0%
BIL8	245-256	53%	23%	9%	15%	0%
BIL8	256-270	60%	21%	8%	11%	0%
BIL8	270-285	68%	7%	13%	13%	0%

Secteur D

Forage	Profondeur (cm)	Intensité relative de l'aire du pic de diffraction (001) (%)				
		Smectites	Kaolinite	Illite	Quartz	Lépidocrocite
BJE9	45-55	61%	14%	0%	25%	0%
BJE9	55-65	54%	13%	10%	23%	0%
BJE9	65-75	73%	11%	4%	13%	0%
BJE9	75-80	69%	13%	9%	9%	0%
BJE9	80-85	72%	12%	7%	10%	0%
BJE9	85-90	75%	13%	2%	9%	0%
BJE9	90-100	78%	14%	0%	9%	0%
BJE9	105-115	80%	12%	2%	6%	0%
BJE9	115-125	82%	13%	0%	5%	0%
BJE9	125-135	78%	13%	0%	9%	0%
BJE9	135-145	78%	11%	7%	4%	0%
BJE9	145-155	81%	12%	4%	4%	0%
BJE9	155-165	53%	28%	5%	13%	0%
BJE9	165-175	58%	26%	6%	11%	0%
BJE9	175-185	58%	23%	7%	13%	0%
BJE9	185-195	57%	25%	7%	11%	0%
BJE9	200-210	53%	25%	6%	16%	0%
BJE9	210-220	54%	28%	6%	12%	0%
BJE9	220-230	55%	24%	9%	12%	0%
BJE9	230-240	46%	32%	6%	16%	0%
BJE9	240-250	47%	27%	8%	18%	0%
BJE9	250-260	56%	21%	7%	16%	0%
BJE9	260-270	52%	28%	2%	18%	0%
BJE9	270-280	51%	30%	7%	11%	0%
BJE9	280-290	51%	29%	7%	13%	0%
BJE9	290-300	41%	34%	7%	18%	0%
BJE9	300-310	41%	32%	8%	19%	0%
BJE9	310-320	37%	35%	8%	20%	0%
BJE9	320-330	39%	44%	7%	9%	0%
BJE9	330-336	41%	30%	7%	21%	0%
BJE9	338-350	34%	28%	5%	28%	5%
BJE9	350-360	42%	23%	6%	21%	7%
BJE9	360-380	32%	27%	10%	31%	0%
BJE9	380-400	40%	20%	5%	34%	0%
BJE9	400-420	45%	24%	3%	27%	0%
BJE9	420-440	39%	23%	11%	28%	0%
BJE9	440-460	45%	25%	7%	23%	0%
BJE9	460-480	41%	23%	5%	30%	0%
BJE9	480-500	43%	19%	10%	29%	0%
BJE9	500-520	41%	28%	6%	25%	0%
BJE9	520-540	44%	24%	10%	21%	0%
BJE9	540-556	40%	25%	8%	27%	0%
BJE9	580-600	42%	21%	16%	22%	0%

Forage	Profondeur (cm)	Intensité relative de l'aire du pic de diffraction (001) (%)			
		Smectites	Kaolinite	Illite	Quartz
CHA9	0-12	60%	13%	11%	16%
CHA9	12-25	58%	12%	17%	13%
CHA9	25-35	53%	16%	14%	17%
CHA9	35-45	67%	14%	9%	9%
CHA9	45-55	71%	13%	10%	6%
CHA9	55-65	72%	11%	11%	7%
CHA9	65-75	75%	9%	11%	4%
CHA9	75-85	38%	28%	14%	21%
CHA9	85-95	68%	16%	4%	12%
CHA9	95-100	69%	11%	10%	10%
CHA9	100-110	72%	14%	6%	8%
CHA9	110-115	69%	14%	6%	11%
CHA9	115-125	68%	15%	6%	11%
CHA9	125-135	42%	5%	1%	51%
CHA9	135-145	30%	10%	9%	51%
CHA9	145-155	37%	12%	9%	42%
CHA9	155-165	43%	9%	7%	42%
CHA9	165-175	61%	17%	6%	16%
CHA9	175-185	65%	13%	13%	10%
CHA9	185-195	70%	14%	5%	10%
CHA9	195-200				
CHA9	200-210	18%	0%	52%	30%
CHA9	210-220	65%	16%	5%	14%
CHA9	220-230	77%	12%	6%	6%
CHA9	230-240	71%	16%	3%	10%
CHA9	240-250	63%	19%	4%	14%
CHA9	250-260	54%	25%	6%	15%
CHA9	260-267	53%	27%	5%	15%
CHA9	267-278	55%	26%	5%	14%
CHA9	278-290	51%	28%	7%	14%
CHA9	290-300	11%	46%	24%	20%
CHA9	300-305	21%	51%	12%	17%
CHA9	305-315	17%	51%	9%	22%
CHA9	315-325	35%	35%	18%	13%
CHA9	325-335	52%	29%	10%	9%
CHA9	335-345	48%	24%	11%	17%
CHA9	345-355	48%	24%	11%	17%
CHA9	355-365	55%	21%	9%	15%
CHA9	365-375	58%	21%	9%	12%
CHA9	375-385	58%	18%	10%	13%
CHA9	385-395	56%	13%	17%	14%
CHA9	395-400	64%	22%	8%	7%
CHA9	433-440	37%	22%	18%	24%
CHA9	440-445	44%	26%	4%	26%
CHA9	445-450	68%	20%	5%	6%
CHA9	455-460	54%	20%	14%	11%
CHA9	460-479				
CHA9	480-495	60%	21%	6%	13%
CHA9	505-515	25%	48%	9%	19%
CHA9	520-530	0%	0%	76%	24%

Forage	Profondeur (cm)	Intensité relative de l'aire du pic de diffraction (001) (%)			
		Smectites	Kaolinite	Illite	Quartz
RIA3	10-20	38%	17%	7%	38%
RIA3	24-32	39%	18%	6%	38%
RIA3	35-45	43%	20%	8%	28%
RIA3	50-60	51%	28%	0%	20%
RIA3	60-70	43%	31%	0%	26%
RIA3	72-80	48%	23%	0%	29%
RIA3	82-86	42%	23%	4%	32%
RIA3	86-95	41%	29%	5%	24%
RIA3	95-100	47%	36%	0%	18%
RIA3	100-110	55%	25%	0%	20%
RIA3	110-120	50%	23%	2%	24%
RIA3	125-134	41%	22%	11%	25%
RIA3	135-145	51%	23%	3%	23%
RIA3	145-155	47%	25%	3%	25%
RIA3	155-165	35%	22%	11%	32%
RIA3	165-175	41%	23%	9%	27%
RIA3	175-185	46%	22%	5%	27%
RIA3	185-195	51%	24%	0%	24%
RIA3	195-200	58%	20%	0%	22%
RIA3	200-210	44%	23%	15%	18%

Annexe 4 : valeurs de stocks de sédiments accumulés par tronçons de vallée

Secteurs A et B

Secteur A		Tronçon											Somme tronçons
		T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10	T11	
Dépôt	Classe	2	4	4	1	5	5	5	1	5	5	3	
	L_{tron} (m)	1360	370	750	4260	940	800	830	2160	1400	740	430	14040
$2US_{rés}$	AV_{tron} (m^3)	9500	700	2900	117200				101500			22800	254600
	$AM_{tron/all}$ (t)	15200	1100	4600	187400				162400			36500	407200
3I	VI_{tron} (m^3)								108000			43000	151000
7US	AV_{tron} (m^3)	15000	1100	4600	317400	22700	16800	34900	240800	42000	14400	41300	751000
	$AM_{tron/all}$ (t)	15000	1100	4600	411900	36300	26900	55800	288800	67200	23000	41300	971900
8US	AV_{tron} (m^3)	25200	1900	7700	311000	22700	16800	34900	394200	42000	14400	110100	980900
	$AM_{tron/all}$ (t)	24800	1800	7500	341700	36300	26900	55800	468100	67200	23000	133000	1186100
Somme phases	AV_{tron} (m^3)	49700	3700	15200	745600	45400	33600	69800	736500	84000	28800	174200	1986500
	$AM_{tron/all}$ (t)	55000	4000	16700	941000	72600	53800	111600	919300	134400	46000	210800	2565200

Secteur B		Tronçon								Somme tronçons
		T16	T17	T18	T19	T20	T21	T22	T23	
Dépôt	Classe	2	1	4	4	1	4	1	3	
	L_{tron} (m)	880	2070	1030	550	1500	3750	1740	680	12200
$2US_{rés}$	AV_{tron} (m^3)	3100	15500	4100	1200	18000	23200	76600	49000	190700
	$AM_{tron/all}$ (t)	4900	24800	6600	1900	28800	37100	122500	78300	304900
3I	VI_{tron} (m^3)					3800		67000	49000	119800
$4US_{rés}$	AV_{tron} (m^3)							3500	2700	6200
	$AM_{tron/all}$ (t)							1700	1400	3100
5I & 6I	VI_{tron} (m^3)							15700	12200	27900
7US	AV_{tron} (m^3)	7900	65200	10600	3100	50300	59600	73100	42200	312000
	$AM_{tron/all}$ (t)	7900	73300	10600	3100	58200	59600	75300	42000	330000
8US	AV_{tron} (m^3)	7900	69300	10600	3100	47300	59600	67900	43500	309200
	$AM_{tron/all}$ (t)	7900	77200	10600	3100	53400	59600	71500	46000	329300
Somme phases	AV_{tron} (m^3)	18900	150100	25400	7400	115500	142400	221000	137400	818100
	$AM_{tron/all}$ (t)	20800	176800	27900	8100	141600	156300	271600	168000	971100

Vallée principale de la Grande Choisille

		Tronçon				Somme tronçons
		T12	T13	T14	T15	
Dépôt	Classe	1	1	1	3	
	L_{tron} (m)	5380	9740	1440	1450	18010
$2US_{rés}$	AV_{tron} (m^3)	766700	2561600	478800	510400	4317500
	$AM_{tron/all}$ (t)	1226600	4098600	766100	816600	6907900
3I	VI_{tron} (m^3)	529900	2045400	321100	219000	3115400
$4US_{rés}$	AV_{tron} (m^3)	59200	248400	42500	43500	393600
	$AM_{tron/all}$ (t)	26300	136200	23800	21600	207900
$5US_{rés}$	AV_{tron} (m^3)	230000	801100	132500	152300	1315900
	$AM_{tron/all}$ (t)	230800	802600	132500	152300	1318200
6I	VI_{tron} (m^3)	289800	1547400	272200	243600	2353000
7US	AV_{tron} (m^3)	1080000	3017000	370100	339300	4806400
	$AM_{tron/all}$ (t)	732600	2690000	369000	337200	4128800
8US	AV_{tron} (m^3)	559500	1431800	198000	181300	2370600
	$AM_{tron/all}$ (t)	517400	1338000	198000	181300	2234700
Somme phases	AV_{tron} (m^3)	2695400	8059900	1221900	1226800	13204000
	$AM_{tron/all}$ (t)	2733700	9065400	1489400	1509000	14797500

Eymeric MORIN

Évolution morpho-sédimentaire de la vallée de la Choisille (sud-ouest du Bassin parisien, France) depuis le Weichsélien

Résumé

La variabilité spatio-temporelle de l'évolution morpho-sédimentaire du fond de la vallée de la Choisille (bassin versant : 288 km²), affluent de la Loire moyenne dans le sud-ouest du Bassin parisien (37), a été étudiée par 78 forages (8 transects), prospection géophysique, analyses sédimentologiques et datations ^{14}C et OSL. Huit phases d'évolution du système fluviatile depuis le début Weichsélien ont été définies et corrélées avec les données palynologiques et archéologiques locales, afin de comprendre l'impact des facteurs forçants : climat ou/et anthropisation. Du Weichsélien jusqu'au début du Subatlantique, l'activité d'incision ou de sédimentation de la Choisille a évolué sous contrôle climatique strict. Depuis l'Allerød, cette évolution a été différente de celles observées sur d'autres rivières en Europe du Nord-Ouest, indiquant des spécificités climatiques et géologiques régionales. Dès l'Âge du Bronze, la rivière a évolué sous contrôle climatique et anthropique ; l'impact anthropique sur la sédimentation fut prépondérant, mais très variable dans le temps et l'espace au sein du bassin selon les potentialités agricoles des secteurs considérés.

Mots clés : bassin versant, sédiment, dynamique fluviatile, paléoenvironnement, Weichsélien, Holocène, impact climatique et anthropique, Bassin parisien, Europe du Nord-Ouest.

Abstract

The spatio-temporal variability of the Choisille valley morpho-sedimentary evolution (catchment: 288 km²), a tributary of the middle Loire River in the south-western Parisian Basin (37), was studied through 78 core-drillings (8 transects), geophysical prospecting, sedimentological analyses and ^{14}C and OSL dating. Eight phases of fluvial system evolution were defined and correlated with palynological and archaeological dataset, in order to highlight the impact of forcing factors: climate and/or human activity. From the Weichselian up to the Subatlantic, the fluvial incision or sedimentation activity has strictly evolved under climate control. Since the Allerød, this evolution was different from what has been observed on other rivers of north-western Europe, indicating regional climatic or geological specificities. Since the Bronze Ages, the river has evolved under climatic and human control; the anthropogenic impact on sedimentation was dominant, but spatio-temporaly variable in the catchment, in relationship with the agricultural potentialities of the different areas.

Keywords: catchment, sediment, fluvial dynamics, palaeoenvironment, Weichselian, Holocene, climate and human impact, Parisian Basin, North-Western Europe.