La Falémé au cours du quaternaire récent : analyse paléoenvironnementale d'un espace soudanien riche en vestiges archéologiques en Afrique de l'Ouest

Sarah Davidoux

▶ **To cite this version:**

Sarah Davidoux. La Falémé au cours du quaternaire récent : analyse paléoenvironnementale d'un espace soudanien riche en vestiges archéologiques en Afrique de l'Ouest. Géographie. Université Paris-Est, 2021. Français. NNT : 2021PESC0027 . tel-03644450

HAL Id: tel-03644450
https://theses.hal.science/tel-03644450

Submitted on 19 Apr 2022

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 Paris-est Créteil

École doctorale SIE – Sciences Ingénierie et Environnement

Laboratoire de Géographie Physique , Environnements Quaternaires et Actuels
UMR 8591 CNRS

Thèse présentée par

Sarah Davidoux

et soutenue publiquement le 8 janvier 2021 en vue de l'obtention du

doctorat de l'Université de Paris-est Créteil
Spécialité : géographie

La Falémé au cours du Quaternaire récent.

Analyse paléoenvironnementale d'un espace soudanien riche en vestiges archéologiques en Afrique de l'Ouest

---

Sous la direction de Laurent LESPEZ et le co-encadrement d'Aline GARNIER

Membres du jury

Nathalie Carcaud, Professeure des Universités, Agrocampus Ouest - Rapporteure et Présidente du jury

Aziz Ballouche, Professeur des Universités, Université d'Angers - Rapporteur

Stéphane Desruesslles, Maître de conférence, Sorbonne Université - Examinateur

Matthieu Ghilardi, Chargé de recherche, CEREGE - Examinateur

Laurent Lespez, Professeur des Universités, Université Paris-Est Créteil - Directeur

Aline Garnier, Maître de conférence, Université Paris-Est Créteil - Co-encadrante

« Nous croyons que nous devons nous aligner sur les ouragans, les inondations, les blizzards, tornades et tsunamis »

Georges Lapierre

Etre ouragans : écrits de la dissidence

Sommaire

Sommaire **5**

Remerciements **7**

Résumé **9**

Introduction générale **11**

Partie 1 - Contextualisation : environnement scientifique et géographique de l'étude **17**

Chapitre 1 19
1 Les paléoenvironnements en Afrique : enjeux de recherches 19

Chapitre 2 41
2 Géographie de la vallée de la Falémé 41

Chapitre 3 63
3 État des connaissances sur l'histoire environnementale et humaine dans la vallée de la Falémé et sa région 63

Partie 2 - Méthodologie : la complémentarité de la géomorphologie de terrain et de la sédimentologie de laboratoire **85**

Chapitre 4 87
4 La géomorphologie de terrain : identifier les formes 87

Chapitre 5 105
5 Les analyses de laboratoire : caractériser les formations 105

Chapitre 6 119
6 La recherche de nouveaux indicateurs 119

Partie 3 - Les temps d'un système fluvial soudano-sahélien **137**

Chapitre 7 141
7 Le fonctionnement actuel de la vallée de la Falémé : formes et processus 141

Chapitre 8 161
8 Les dynamiques du système fluvial à l'holocène 161

Chapitre 9 215
9 Le système fluvial à la fin du Pléistocène 215

Partie 4 - Les dynamiques hydrosédimentaires de la Falémé depuis le Pléistocène récent dans leur contexte régional entre forçages climatiques et anthropiques **291**

Chapitre 10 293
10 La Falémé au cours du pléistocène récent : le rôle des forçages climatiques 293

Chapitre 11 317
11 La Falémé au cours de l'Holocène entre forçages climatiques et anthropiques 317

Conclusion générale **333**

Bibliographie **341**

Table des figures **355**

Table des tableaux **361**

Table des matières **363**

Remerciements

Terminer la rédaction d'une thèse par l'écriture des remerciements ressemble à un voyage dans le passé, plein de promesses pour le futur. Au cours de ce voyage de quatre années il y a eu beaucoup de rencontres et beaucoup d'entraide que les mots que je m'apprête à aligner ne pourront résumer. Quand même, je m'y plie et m'essaye à l'exhaustivité, sans trop d'illusions.

Mes premiers remerciements s'adressent à Laurent Lespez et Aline Garnier qui ont solidement accompagné ce travail de recherches. De la confiance qu'ils m'ont accordé dès le début, en s'engageant avec moi sur ce projet de thèse (malgré mon voyage en Roumanie sans billet de retour et mes penchants pour nuit debout), jusqu'aux dernières corrections du manuscrit expliquées en visio à cause du confinement, en passant par les moments de doutes et les tâtonnements nombreux, leur présence est restée intacte. Merci donc de m'avoir permis de continuer à mener ces réflexions qui me passionnent, tout en apprenant toujours plus de cette discipline fascinante qu'est la géographie, de vous, et de l'Afrique de l'Ouest. Dans la lignée de ces remerciements, je souhaite saluer la vaste équipe « franco-suisso-sénégalaise » qui m'a accompagnée et aidée lors des campagnes de terrains notamment mais aussi lors des rencontres annuelles, scientifiquement riches et joyeuses : Katja, Michel, Eric, Anne, Matar, Chantal, Brice, Luis, Céline, Clémentine, Louis, Patricia, Camille, Thomas, Jacques, Miriam, Serge, David, Maria et Lassane. Merci et au plaisir de fouler avec vous encore les sols cuirassés ouest-africains ! Ce premier tour de piste m'amène nécessairement à évoquer les ouvriers Dogons, venus de ce Mali inaccessible, et qui ont œuvré pendant les campagnes de terrain à m'accompagner, me conseiller et me rassurer lors de nos longues marches dans la brousse. Ce que j'ai appris de votre rencontre est indicible : Modou, Bassekou, Elin, Seydou, (…).

En remontant le temps et en cherchant les raisons qui font que je me trouve là ou je suis, achevant un travail de thèse sur une vallée Sénégalaise, je me rappelle la fin de mon Master 2 sur un paléolac littoral dans la plaine d'Argos, et le soutien indéfectible de Stéphane Desruelles pendant mes recherches de contrat doctoral. Merci, sans ce soutien, je n'aurais probablement jamais osé postuler. Et de la même manière, je souhaite remercier Aziz Ballouche qui a su me prouver que la dimension humaine faisait bien partie du monde universitaire, et qui a communiqué mon dossier à Laurent. L'université a tellement besoin de chercheurs et chercheuses qui donnent une chance aux étudiantes et étudiants.

Au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon, mais surtout à ses membres, merci pour l'accueil et la franche camaraderie qui règne dans ces locaux, du bureau de la directrice jusqu'à la salle des doctorants, en passant par la vivante salle café : je suis ravie d'avoir vécue cette thèse dans un laboratoire à taille humaine. Mention spéciale pour les doctorants et doctorantes, et pour ceux et celles qui ont terminé aussi : force et courage dans tous les cas, il y a pleins de choses à vivre pendant et après la thèse ! Merci à Laurence et Mélody pour leur présence et leur humour qui apportent toute la légèreté du monde dans un bureau surchauffé par des neurones épileptiques. Merci Lucile, Hyppolite, Ludovic, Anaïg, Quentin, Marion, Louis, Anaëlle, Valentina, David, Yohan, vous avez chacun et chacune à votre manière, contribué à ces quatre années de thèse.

Je crois qu'il est temps de remercier ceux et celles qui ont mis de la douceur dans ce voyage. L'entourage, les visages du quotidien, ceux qui écoutent, celles qui réconfortent, ceux qui rassurent et celles qui aident à lâcher prise, ceux qui épaulent pour justement ne pas tout lâcher, celles qui cuisinent, ceux qui luttent et celles qui gueulent. Merci à ma famille. On entre encore dans l'indicible, décidément. Mes parents sur tous les fronts, merci, ça paraît presque évident à écrire mais sans vous, rien. Mes sœurs et mon frère, la plus belle soudure, le plus tenace des rivets, merci à Julie, Quentin et Marie. Merci à Nicolas, dès l'hiver 2018, il a bravé l'atmosphère épaisse qui s'installe pendant la rédaction d'un article, et il a dissipé les brumes matinales omniprésentes pendant les dernières semaines de rédaction. Merci aux colocs de Confinement 1er, Emilie et Charlie. Pendant cette période, je n'ai pas pu écrire un mot, mais tout ce que nous avons crée m'a donné tellement de force pour remonter dans le train par la suite. J'ai hâte. Merci aussi à Anaïs pour les jours de vacances volés en quatrième année, et pour tout le reste aussi. Merci à Sonia et Christophe, rendez-vous au comptoir de votre futur troquet ! Merci à Mathilde pour les heures de boulot passées ensemble : nous sommes la preuve vivante que discuter et bosser efficacement, c'est possible. À Chani, merci et rendez-vous dimanche prochain pour une soirée « mise en page et cigales » avec Marcel. Aux relectrices et aux relecteurs, merci d'avoir traqué la coquille jusque dans ses retranchements les plus occultes. Merci aussi aux amis plus lointains (entendre : qui ne vivent pas dans le 18e arrondissement), Marion, Max et Lucile, mes oiseaux de passage.

Résumé

En Afrique de l'Ouest, la connaissance des évolutions paléoenvironnementales a longtemps progressé grâce aux études de carottes océaniques et lacustres. Les hydrosystèmes fluviaux en domaine soudano-sahélien, à la fois mal répartis dans l'espace et très convoités par les populations, ont fait l'objet de peu d'études. Ces recherches de thèse se proposent donc d'étudier la basse vallée de la Falémé, un affluent du fleuve Sénégal qui borde la frontière sénégalo-malienne. La méthodologie repose sur l'étude géomorphologique d'un tronçon d'environ 33 km, ainsi que sur des analyses sédimentologiques mêlant des approches classiques comme la granulométrie mais également des analyses moins exploitées comme la morphoscopie et l'exoscopie des quartz. L'étude des minéraux lourds, de la fraction argileuse (DRX) ainsi que des analyses géochimiques (XFR et ICP-MS) ont également été testées. L'ensemble des résultats permettent de confirmer et d'affiner le cadre chronostratigraphique de la basse vallée de la Falémé depuis environ 40 000 ans. Ils mettent en avant plusieurs éléments : (1) Les métamorphoses du système fluvial offrent une bonne corrélation avec les grandes oscillations climatiques plurimillénaires attestées au Pléistocène supérieur, mais également avec les fluctuations Holocène de moindre amplitude. (2) Cela confirme la grande sensibilité des hydrosystèmes soudano-sahélien aux changements climatiques, et le potentiel de leurs enregistrements paléoclimatiques. (3) En termes méthodologiques, l'étude morphoscopique des quartz paraît justifiée pour tenter de mieux mesurer et caractériser les apports éoliens.

Mots-clés : *Paléoenvironnements – Hydrosystème fluvial – Sédimentologie – Quaternaire – Afrique de l'Ouest – Géoarchéologie*

Abstract

In West Africa, the knowledge of paleoenvironmental evolution has long progressed through the study of oceanic and lacustrine core drilling. The Sudano-Sahelian fluvial hydrosystems, both poorly distributed in space and much coveted by the populations, have been the subject of few studies. Those PhD studies are about the lower valley of the Falémé river, a tributary of the Senegal river near the Mali-Senegal border. The methodology is based on a geomorphological study of a section of about 33 km, and on sedimentological analyses such as classic grain-size analyses, but also some less exploited analyses like quartz morphoscopy and exoscopy. We also tried to study the heavy mineral fraction, the clay fraction (XRD) and the geochemical signature of sediments (XRF and ICP-MS). All the results allow us to confirm and refine the chronostratigraphic framework of the lower Falémé valley for approximately 40 000 years. They highlight several elements: (1) The metamorphoses of the fluvial system offer a good correlation with multi-millennial climatic oscillations attested at Late Pleistocen, but also with Holocen fluctuations of lesser amplitude. (2) This confirms the high sensitivity of the Sudano-Sahelian hydrosystems to climate change, and the great potential of their paleoclimatic records. (3) Regarding the methodological approach, the quartz morphoscopy is justified to try to better mesure and characterize the aeolian inputs.

Key-words: *Paleoenvironments – Fluvial hydrosystem –Sedimentology - Quaternary – West Africa - Geoarcheology*

Introduction générale

Le changement climatique actuel incarne très bien les interactions complexes entre les sociétés et leur environnement. Il éclaire à la fois la sensibilité des écosystèmes en général, et de certains en particulier, aux pressions engendrées par les activités humaines, mais également la sensibilité des sociétés aux évolutions de leur environnement. Les impacts d'un changement climatique tel que celui que nous connaissons aujourd'hui s'opèrent à de nombreuses échelles temporelles et spatiales. Concernant la temporalité du changement climatique, il peut se manifester par des évènements soudains, d'une durée très courte, et d'une intensité marquante mais d'autres échelles temporelles plus difficiles à discerner sont également concernées, comme l'échelle décennale, centennale ou millénaire. Concernant les échelles spatiales, les impacts s'observent tant sur les circulations océaniques et atmosphériques globales d'une manière peu tangible pour les populations, que sur la montée des eaux qui déclenche des inondations bien concrètes dans la vie des populations littorales. Les études qui se concentrent sur le changement climatique actuel embrassent l'ensemble de ces problématiques éminemment géographiques.

L'émergence de la géoarchéologie, pendant la seconde moitié du XX^{e} siècle, favorise le questionnement sur les interactions sociétés-environnements des sociétés du passé. Elle croise ainsi le développement des questionnements écologiques liés à ce changement climatique, et à l'impact des activités humaines sur les écosystèmes. La collaboration entre géographes, géomorphologues, géologues, et archéologues vise à questionner ces interactions sur le temps long à travers des reconstructions paléoenvironnementales. Ces reconstructions se fondent sur une lecture des paysages et des sols comme produits d'une longue construction. Les agents de cette construction sont multiples et complexes. Deux grandes catégories d'agents sont considérées : le climat, et sur une échelle de temps moindre, les sociétés humaines. L'étude des plaines alluviales occupe une place particulière dans ces reconstitutions paléoenvironnementales (Brown, 1997 ; Carcaud et Arnaud-Fassetta, 2015). Ces espaces concentrent occupations humaines et enregistrements sédimentaires permettant la compréhension des environnements passés. Pour les sociétés humaines, les plaines alluviales représentent un accès à l'eau indispensable à la vie et aux différentes activités de subsistance, mais elles représentent également la possibilité de se développer et de s'étendre sur l'axe du cours d'eau qui devient une voie de circulation et de commerce. Pour les reconstructions paléoenvironnementales, ces espaces présentent aussi un fort potentiel. Une plaine alluviale est

le résultat à la fois de processus d'érosion et de dépôt. Les moteurs de l'alternance de ces processus sont multiples et complexes. L'étude géomorphologique des plaines alluviales permet de remonter à ces moteurs et de reconstruire l'évolution des environnements de ces espaces. Mener une analyse géoarchéologique dans une vallée fluviale trouve donc tout son sens et l'étude spécifique d'une rivière ouest-africaine située en domaine soudano-sahélien résonne d'autant plus avec l'ensemble de ces enjeux. Située aux marges du Sahara au nord, et du domaine guinéen équatorial au sud, la vallée de la Falémé se révèle particulièrement sensible aux variations climatiques. Ainsi, les écosystèmes et les populations qui occupent cette frange semi-aride ont été les premiers à subir la période de sécheresse attestée dans toute l'Afrique de l'Ouest dans les années 70-80 (Le Borgne, 1988 ; Descroix et al., 2016).

Contexte général et objectifs de recherche

Ce projet de thèse fait partie du programme de recherche « Peuplement humain et paléoenvironnements en Afrique » (ANR Chercha, 2016-2019). Il s'inscrit dans la continuité de recherches menées au Mali en Pays Dogon (1997-2012) par une équipe pluridisciplinaire principalement franco-suisse. Son objectif principal est d'étudier les interactions entre populations humaines et variations climatiques et environnementales en Afrique. Pour répondre à cet objectif, les équipes sénégalaises, suisses et françaises ont mis en place une interdisciplinarité nécessaire à l'élaboration d'un scénario d'évolution des relations société-environnement en Afrique de l'Ouest, mêlant ainsi des compétences en archéologie, géographie, géomorphologie, différentes méthodes de datation, paléométallurgie, ethnoarchéologie. Si cette démarche n'est pas absente en Afrique de l'Ouest, elle demeure rare, particulièrement appliquée à l'étude d'une plaine alluviale. La vallée de la Falémé est un affluent du fleuve Sénégal qu'elle rejoint environ 50 km en amont de la ville de Bakel. Elle prend sa source en Guinée, dans les montagnes du Fouta Djalon. Le secteur qui nous intéresse s'étend sur une distance d'environ 33 km à vol d'oiseau pour environ 44 km de rivière, il est situé en zone de basse vallée, là où la rivière emprunte un style méandriforme. L'organisation de campagnes de terrain depuis 2012 a permis une première compréhension de la chronostratigraphie générale des formations sédimentaires de ce secteur (Rasse et al., 2020). Cette recherche doctorale s'attache à déterminer les processus qui ont permis la mise en place des formes et des formations attribuées à la fin du Quaternaire. La fenêtre chronologique choisie est limitée aux 40 000 dernières années du fait des datations OSL et radiocarbones obtenues qui montrent que l'essentiel de la sédimentation s'est mise en place à cette période. Si des dates plus anciennes ont été estimées, l'essentiel des dates restent concentrées entre l'intervalle 40-9

ka BP et 3 ka BP à l'Actuel. De plus, cette période correspond à des changements climatiques particulièrement étudiés en Afrique, à savoir : la fin de la dernière ère glaciaire au Pléistocène supérieur, qui culmine avec le DMG (Dernier Maximum Glaciaire autour de 21 ka BP) (Jullien et al., 2007; Collins et al., 2013), ou encore la transition vers l'OHA (Optimum Humide Africain) qui s'amorce et culmine de manière différée selon les régions entre l'Holocène Ancien et Moyen (Gasse, 2000 ; Lézine et al., 2011). Centrer le sujet sur cette longue période nous permettait donc d'espérer pouvoir comparer nos résultats avec des référentiels régionaux et continentaux.

L'objectif général de la thèse est donc de participer à l'élaboration d'un scénario d'évolution des environnements ouest-africains depuis 40 ka BP et de mesurer, particulièrement à partir de 3 ka BP, le rôle joué par les sociétés humaines dans ces évolutions. Cet objectif général se décompose concrètement en trois axes de recherche :

(1) Affiner la caractérisation des unités sédimentaires en testant de nouveaux indicateurs, dans le but de mieux cerner les différents modèles de fonctionnement d'un hydrosystème ouest-africain au Pléistocène supérieur et à l'Holocène
(2) Comprendre les transitions entre ces différents modèles fluviaux et les mécanismes qui les régissent, pour faire ressortir un scénario d'évolution climatique et environnemental depuis 40 000 ans
(3) Mesurer le rôle des activités anthropiques dans l'évolution des dynamiques hydrosédimentaires de la Falémé, particulièrement depuis 3 000 ans

Approche méthodologique

La méthodologie des études paléoenvironnementales dans la vallée de la Falémé se décompose en deux temps. Un premier axé sur la géomorphologie de terrain et un second sur les analyses sédimentologiques de laboratoire. Cette approche est classique en géoarchéologie. La spécificité des milieux semi-arides réside dans l'apparente « monotonie » de leurs paysages (Michel, 1973) dissimulant une réelle complexité des stratigraphies, ainsi que dans la pauvreté des sols en matière organique rendant difficile l'étude de bioindicateurs. Ces spécificités donnent toute leur importance à la phase d'étude approfondie sur le terrain, ainsi qu'à la recherche de nouveaux indicateurs permettant la caractérisation des unités sédimentaires et la compréhension des dynamiques de dépôt et des processus de pédogenèse.

Concernant les campagnes de terrain, le choix a été fait de prospecter activement les deux rives de la Falémé ainsi que d'ouvrir les prospections aux affluents temporaires afin de

comprendre leur fonctionnement en lien avec la rivière principale. Cette approche nous a permis d'aborder la question complexe de la provenance des apports sédimentaires et notamment du transport longitudinal et latéral dans le bassin versant.

Concernant la recherche de nouveaux indicateurs, il semblait évident de se tourner vers la fraction minérale plus résistante aux assauts de la météorisation puissante dans cette région. Ainsi, ont été testés plus ou moins largement l'analyse morphoscopique et exoscopique des grains de quartz, l'analyse des minéraux lourds, l'analyse de la fraction argileuse par diffraction des rayons X (DRX), ainsi que l'analyse géochimique des éléments. Parallèlement ont été poursuivies, dans la continuité des recherches menés au Mali, des analyses granulométriques, micromorphologiques (L. Lespez) et phytolithiques (A. Garnier) systématiques.

Organisation du manuscrit

Le manuscrit est organisé en quatre grandes parties subdivisées en onze chapitres. Le plan suit une progression classique depuis la présentation du contexte institutionnel et scientifique du sujet **(Partie I)**, à la présentation de la méthodologie adoptée dans cette recherche **(Partie II)** et aux résultats obtenus (**Partie III)** pour terminer sur une interprétation générale et des éléments de discussion **(Partie IV).**

<u>Partie I :</u> Contextualisation : environnement scientifique et géographique de l'étude

Cette partie permet de replacer le sujet de la thèse dans son contexte général, à la fois institutionnel mais surtout scientifique et géographique. **Le premier chapitre** permet de dresser un tableau de l'inégale répartition des recherches paléoenvironnementales à l'échelle de l'Afrique et de l'Afrique de l'Ouest. **Le deuxième chapitre** est consacré à la géographie de la vallée de la Falémé pour enfin, dans **un troisième chapitre,** dresser un état de l'art des connaissances sur l'histoire environnementale et humaine dans notre secteur d'étude.

<u>Partie II :</u> Méthodologie : la complémentarité de la géomorphologie de terrain et de la sédimentologie de laboratoire

La deuxième partie détaille la méthodologie adoptée pour répondre aux enjeux de recherche évoqués dans le premier temps. **Le quatrième chapitre** décrit la pratique de la géomorphologie de terrain qui a permis l'identification des formes dans la basse vallée de la Falémé, tandis que **le cinquième chapitre** décrit les analyses sédimentologiques de base qui ont permis une première caractérisation des formations. **Un sixième chapitre** est focalisé sur la recherche de nouveaux indicateurs. Il permet une présentation des différentes méthodes, voire des résultats

associés lorsque ceux-ci ne trouvaient pas leur place dans la présentation générale des résultats (Partie suivante).

<u>Partie III :</u> Les temps d'un système fluvial soudano-sahélien

La troisième partie s'attarde sur la présentation de l'ensemble des résultats. L'organisation de cette présentation a été pensée à partir des données actuelles sur la basse vallée de la Falémé. Ainsi, **le septième chapitre** est consacré au fonctionnement actuel de la Falémé à travers la description de ses formes et des processus hydrosédimentaires associés. **Le huitième chapitre** correspond à la présentation de l'ensemble des résultats obtenus pour la période du Pléistocène supérieur et propose un modèle de système fluvial actif à cette époque. **Le neuvième chapitre** s'attarde très brièvement sur les résultats obtenus pour la période de transition Pléistocène-Holocène, pour ensuite décrire longuement les résultats obtenus pour les trois derniers millénaires et les modèles de fonctionnement hydrosédimentaires associés.

<u>Partie IV :</u> Les dynamiques hydrosédimentaires de la Falémé depuis le Pléistocène récent dans leur contexte régional : forçages climatiques et anthropiques

La quatrième partie propose une interprétation d'ensemble de l'évolution des paléoenvironnements de la basse vallée de la Falémé depuis le Pléistocène supérieur, ainsi qu'une comparaison des résultats de cette étude avec les analogues régionaux voire continentaux. **Le dixième chapitre** s'attache donc à décrire les dynamiques climatiques et environnementales dans la vallée de la Falémé au Pléistocène supérieur en questionnant les forçages et les occupations humaines. **Le onzième chapitre** s'attarde sur les dynamiques paléoenvironnementales Holocène et les comparaisons avec les référentiels régionaux, ainsi que sur le rôle des activités anthropiques sur les transformations de l'hydrosystème fluvial.

Partie 1 - Contextualisation : environnement scientifique et géographique de l'étude

Confluence de la Falémé (droite) et du fleuve Sénégal (gauche) depuis la berge Sénégalaise.

Chapitre 1

Les paléoenvironnements en Afrique : enjeux de recherches

Chapitre 2

Géographie de la vallée de la Falémé

Chapitre 3

État des connaissances sur l'histoire environnementale et humaine dans la vallée de la Falémé

Chapitre 1

1 Les paléoenvironnements en Afrique : enjeux de recherches

Si de nombreuses recherches ont été et sont encore menées aujourd'hui sur les paléoenvironnements en Afrique, l'état des connaissances reste bien moins avancé qu'en Europe. À l'échelle du continent, l'importance des disparités marque la carte des sites étudiés ou en cours d'étude. Ces disparités, que nous allons détailler, sont de trois ordres étroitement lié entre eux.

(1) d'enregistrement : la répartition des zones propices à l'enregistrement des archives sédimentaires (lacs, zones humides, sebkha, aquifères ou dépressions temporairement en eau) est très inégale à l'échelle de l'Afrique.

(2) spatiales : cinq secteurs concentrent largement l'essentiel des recherches paléoenvironnementales et archéologiques en Afrique

(3) temporelles : les recherches se sont concentrées sur des évolution climatiques et environnementales majeures.

Néanmoins, l'Afrique de l'Ouest a fait l'objet d'études paléoenvironnementales, utilisant les archives sédimentaires de systèmes fluviaux. Nous aborderons dans un temps suivant les séquences sédimentaires de référence pour les paléoenvironnements ouest-africains.

1.1 L'Afrique de l'Ouest dans l'Afrique : disparité des recherches

1.1.1 L'inégale répartition des enregistreurs sédimentaires

La qualité et la quantité des enregistrements sédimentaires sont des contraintes majeures pour les recherches sur les paléoenvironnements. Différents réservoirs permettent la conservation des archives sédimentaires et leur répartition est très inégale à l'échelle de l'Afrique, à l'image de l'inégale répartition de la ressource hydrique. Ces réservoirs peuvent se classer selon sept catégories :

(1) Les lacs profonds
(2) Les bassins océaniques
(3) Les eaux courantes
(4) Les zones humides associées, mares temporaires et lacs peu profonds
(5) Les littoraux
(6) Les lagunes et les estuaires
(7) Les glaciers

Sur ces sept catégories, **les lacs profonds et les bassins océaniques** concentrent les plus grands potentiels de recherches : ils sont les meilleurs réceptacles des sédiments avec une accumulation souvent lente et continue et ils concentrent les occupations humaines. Cet avantage des zones lacustres notamment est d'autant plus important en Afrique où leur présence est concentrée en Afrique de l'Est, dans la vallée du Rift (**Figure 1**-B). Dans plusieurs synthèses récentes concernant les données paléoenvironnementales en Afrique, cette prédominance des études d'archives lacustres est frappante : dans celle coordonée par A.M. Lézine, les chercheurs et chercheuses combinent les données de 1688 échantillons prélevés sur 415 sites au Sahara et au Sahel (Lézine et al., 2011). Si les sites sont répartis de manière relativement homogène dans l'espace, 44% des échantillons proviennent toutefois de lacs. On retrouve cette prédominance des études lacustres dans un autre article de synthèse sur l'évolution des paléoenvironnements de l'Afrique Occidentale Atlantique depuis la fin de la dernière période glaciaire (Assi-Kaudjhis et al., 2010), sur les données palynologiques de 34 sites, 53% proviennent de lacs et 21% de littoraux. D'autres synthèses ne combinent que des données issues de l'étude de sédiments lacustres ou d'aquifères (Lézine, 1989 ; Gasse, 2000 ; Garcin et al., 2007).

Les eaux courantes concernent particulièrement les vastes bassins versants des fleuves Niger, Nil, Sénégal Gambie et Congo. L'écoulement de ces cours d'eau et de leurs affluents est parfois permanent, permettant un enregistrement continu et une bonne résolution d'analyse. À ces cours d'eau sont souvent associées des zones humides ou des lacs peu profonds permanents ou

temporaires. La sensibilité de ces réservoirs aux changements climatiques et environnementaux est à double tranchant : à la fois ils enregistrent efficacement des variations environnementales fines et permettent d'analyser les paléoenvironnements à l'échelle régionale et locale, à la fois les environnements de dépôts sont situés dans des zones où les dynamiques hydrosédimentaires sont puissantes et peuvent compromettre la conservation des archives sédimentaires et organiques. Les littoraux, les lagunes et les estuaires présentent également cette sensibilité en raison de leur situation d'interface entre les dynamiques océaniques et continentales. Les zones glaciaires sont, au même titre que les grands bassins océaniques, de bons enregistreurs sédimentaires, mais leur présence en Afrique est actuellement très limitée.

1.1.2 Des recherches centrées sur des espaces spécifiques

Cette inégale répartition de la ressource en eau et des réservoirs sédimentaires conditionne en partie les principaux foyers de recherches sur les paléoenvironnements en Afrique. Le recoupement des trois cartes (carte topographique, carte des principaux bassins versants et lacs, carte d'occupation des sols) présenté en Figure 1-C met en lumière le lien entre la répartition des milieux enregistreurs et les foyers de recherche.

Sur la carte topographique (**Figure 1**-A) se dessinent deux espaces distincts ; le premier appelé « Afrique haute » au sud comprend un ensemble de hauts plateaux et de montagnes (Paugy et al., 2011). Le recoupement avec la carte hydrologique (**Figure 1**-B) et la carte d'occupation des sols (**Figure 1**-C) montre que ce secteur est aussi largement drainé par de nombreuses rivières, qu'il comprend la plupart des lacs d'Afrique, et qu'une riche mosaïque végétale recouvre ses sols. Le second ensemble au nord est appelé « Afrique basse ». Il comprend des bassins de faible altitude comme celui du Congo de part et d'autre de l'équateur, le lac Tchad et le Nil qui bordent le désert du Sahara, et le bassin versant des fleuves Niger et Sénégal qui apparaissent isolés dans l'ouest Africain. La mosaïque végétale est diversifiée mais le désert du Sahara occupe une large bande septentrionale. Les cinq zones représentées sur ces cartes sont les zones qui concentrent l'essentiel des recherches archéologiques et géographiques en Afrique (Nash et al., 2016).

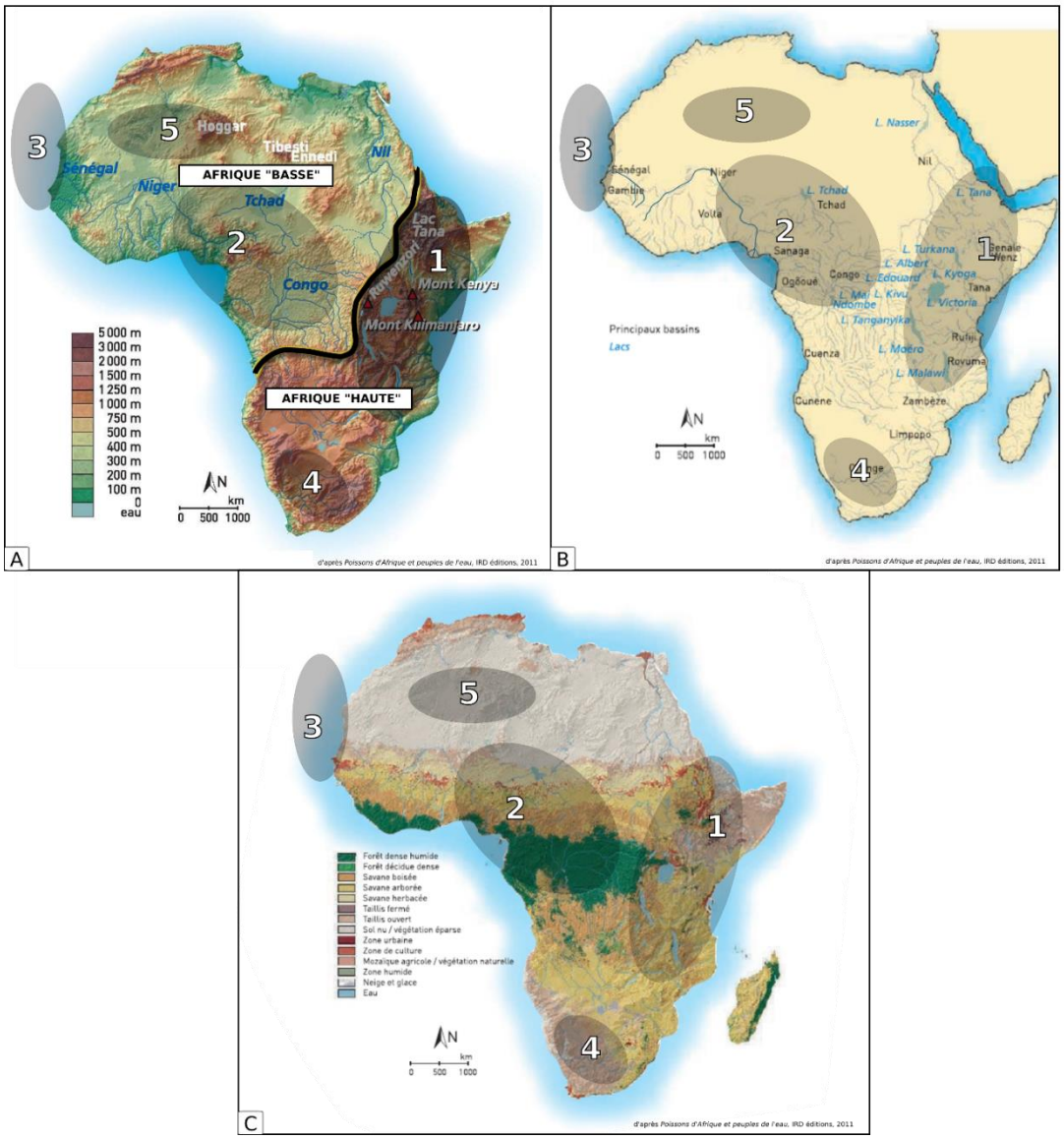


Figure 1: *recoupement de cartes qui mettent en lumière les disparités géographiques à l'échelle de l'Afrique et numérotés de 1 à 5 , les principaux secteurs de recherche sur les paléoenvironnements*

A : carte topographique ; **B :** carte des principaux bassins versants et des lacs ; **C :** carte d'occupation des sols ; **1 :** le Rift Est-africain ; **2 :** Afrique de l'Ouest équatoriale ; **3 :** côtes Mauritaniennes et Sénégalaises ; **4 :** Afrique australe ; **5 :** Sahara

Le Rift Est-Africain (secteur 1)

Cet exemple illustre mieux qu'aucun autre ces disparités de recherches et leur lien avec la géographie du continent Africain. Ce grand fossé d'effondrement situé à l'est de l'Afrique, est constitué d'une suite de dépressions occupées par des plaines et de nombreux lacs. Les recherches menées depuis la fin du XIX^{e} siècle ont permis de remonter environ 23 millions d'années d'histoire environnementale et humaine (Gasse et Street, 1978; Gillepsie et al., 1983; Bonnefille et Umer, 1994; Bonnefille, 2000; Nyssen et al., 2004; Hirsch et al., 2009; Boisserie, 2010; Tierney et al., 2011; Blond et al., 2018). Il concentre d'excellents enregistreurs

sédimentaires qui ont très tôt intéressé les chercheurs : géologues d'une part pour le caractère exceptionnellement varié des paysages (**Figure 2**) et leur histoire complexe (Hirsch et al., 2009), et paléontologues d'autre part pour le nombre phénoménal de restes fossiles humains et d'espèces apparentées retrouvées dans la région.

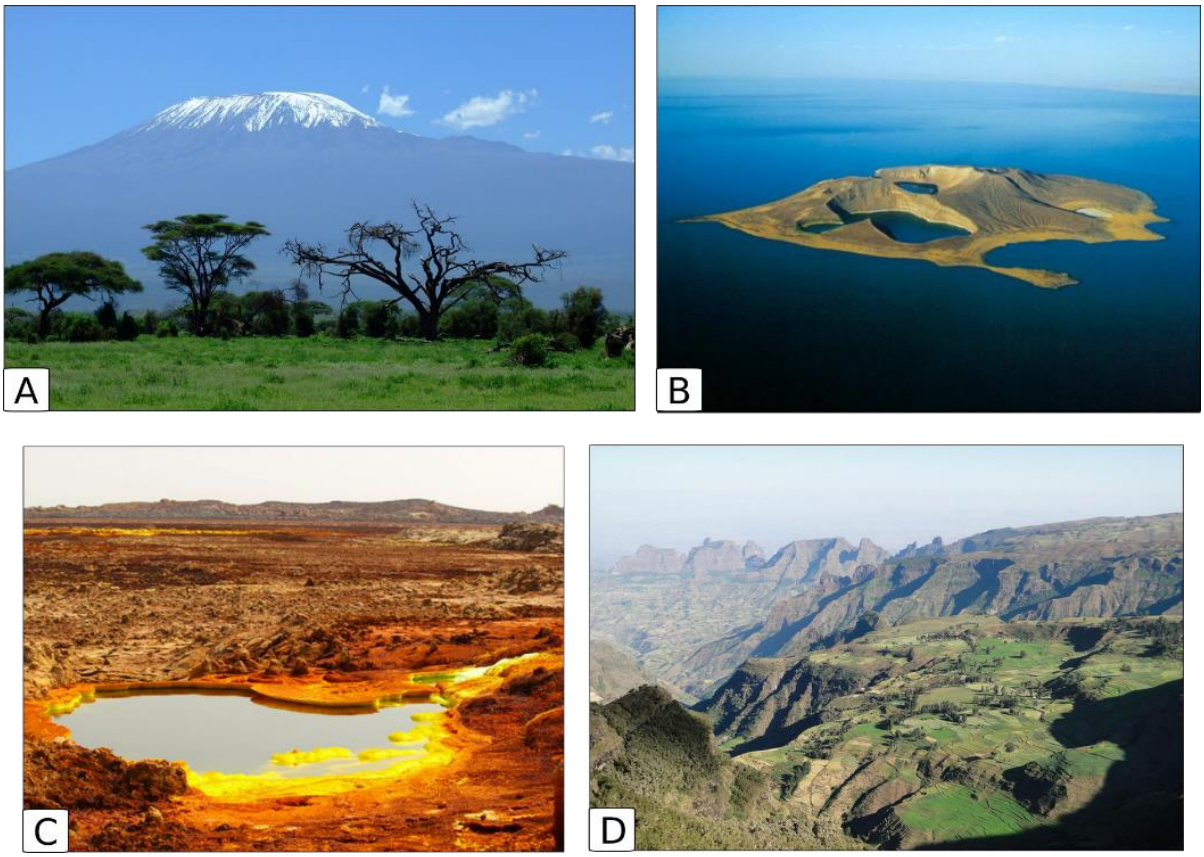


Figure 2: *variété de paysages concentrés dans la Vallée du Rift Est-africain*

A : un des volcans du Kilimandjaro (Tanzanie) englacé ; **B :** lac Turkana, plus grand lac de la vallée du Rift ; **C :** dépression de l'Afar située 155 m sous le niveau de la mer ; **D :** hauts-plateaux Ethiopiens qui concentrent les sources de nombreux cours d'eau.

En effet, ces multiples grands lacs d'origine tectonique ou volcanique constituent les plus grands réservoirs d'eau d'Afrique, une ressource vitale et économique majeure pour les sociétés humaines (**Figure 2– B**). À l'exception de quelques lacs isolés comme le lac Tchad (Servant, 1983; Gasse, 2000; Maley, 2000; Maley, 2004; Leblanc et al., 2006; Armitage et al., 2015) Bosumtwi au Ghana (Shanahan et al., 2006), Sélé au Benin (Salzman et Hoelzmann, 2005) ou encore Tilla au Niger (Salzmann et al., 2002), l'essentiel des lacs se situe dans le Rift Est-Africain.

Afrique de l'Ouest équatoriale (secteur 2)

Les recherches en Afrique de l'Ouest équatoriale concernent essentiellement les lacs Bosumtwi au Ghana (Shanahan et al., 2006) Tilla au Niger (Salzmann et al., 2002) et Shum au Cameroun (Lavachery et Cornelissen, 1996 ; Cornelissen, 2002), les carottages océaniques profonds dans le Golfe de Guinée (**Figure 3 -** p.20) (Lézine et Vergnaud-Grazzini, 1993; Lézine et Cazet, 2005) et les recherche menées sur le bassin du Congo (Morin-Rivat et al., 2014; Morin-Rivat, 2018). Dans ce secteur comme ailleurs, l'étude des carottages permet la reconstitution de longues et anciennes séquences sédimentaires (Lézine et Vergnaud-Grazzini, 1993). Les lacs de cette zone ont également permis de reconstituer les paléoenvironnements de l'Holocène récent avec une bonne résolution (Salzmann et al., 2002 ; Shanahan et al., 2006). Parallèlement, des recherches éparses ont été menées à partir des archives fluviales d'Afrique équatoriale. Les synthèses de ces données mettent en lumière le potentiel de ces études géomorphologique et sédimentologiques localisée (Sangen, 2010). Ces études ont affirmé la sensibilité des écosystèmes tropicaux et notamment de la forêt tropicale (Dupont et al., 2000). Le croisement des résultats a permis de questionner les conditions climatiques depuis le stade isotopique 3, mais également les réponses des systèmes fluviaux et de la végétation (Elenga et al., 1994 ; Françoise Gasse et al., 2008 ; Sangen, 2010).

Côtes Mauritaniennes et Sénégalaises (secteur 3)

Le long des côtes Mauritaniennes et Sénégalaises, l'étude de carottages océaniques a permis de reconstituer l'histoire climatique Pléistocène. Le carottage GEOB9508-5 localisé au large de l'embouchure du fleuve Sénégal a notamment fait l'objet de nombreuses publications (Lézine and Casanova, 1991; Lézine and Vergnaud-Grazzini, 1993; Mulitza et al., 2008**;** Bouimetarhan et al., 2013 **;** Collins et al., 2013), permettant de questionner les grands cycles climatiques et les évènements climatiques plus courts (Heinrich, Dryas récent). Prélevé à l'embouchure du fleuve Sénégal, ce carottage constitue un excellent référentiel pour comparer les séquences sédimentaires continentales. Des études récentes ont notamment mis en lumière des concentrations localisées de poussières éoliennes dans ce carottage, permettant d'aborder la question d'un équivalent aride des évènements de Heinrich aux basses latitutdes (les LLE, Low Latitude Events) (Jullien et al., 2007 ; Collins et al., 2013). Sur les côtes, l'étude de la zone humide des Niayes et du lac Guiers a livré des séquences sédimentaires riches pour l'Holocène récent (Lézine, 1989 ; Alexandre et al., 1997).

Afrique Australe (secteur 4)

Les recherches en Afrique Australe sont anciennes et se concentrent en Afrique du Sud. Les études dans ce secteur se sont attardées sur les 25 000 dernières années avec une attention particulière pour les derniers extrêmes climatiques : le Dernier Maximum Glaciaire et l'Optimum humide Africain (« Holocene Altithermal ») (Partridge et al., 1999 ; Holmgren et al., 2003). Si les sources d'archives sédimentaires sont relativement variées, les synthèses paléoenvironnementales révèlent que l'étude des pollens a été favorisée dans ce secteur (Partridge et al., 1999 ; Scott et al., 2008 ; Chevalier et Chase, 2015).

Sahara (secteur 5)

Le Sahara, et plus globalement les grands aquifères d'Afrique du Nord, font l'objet depuis les années soixante de recherches sur les paléoenvironnements (Gasse et al., 1987). La problématique fascinante du « Sahara vert » à l'Holocène ancien et moyen (10-6 ka BP) a favorisé les recherches dans cet environnement aujourd'hui faiblement pourvu en ressources hydriques (Fontes et Gasse, 1993 ; Gasse, 2000 ; Gasse, 2002). Dans ce secteur, les mécanismes liés aux changements climatiques sont complexes, mais la sensibilité de cette zone aujourd'hui désertique en fait un sujet d'étude de premier ordre (Lézine and Casanova, 1991; Lézine et al., 2011)**.**

1.1.3 Des recherches centrées sur des changements climatiques majeurs

Les foyers de recherches décrits ci-dessus correspondent également à des fenêtres temporelles de recherches liées au type d'archives sédimentaire accessibles. On peut discerner les archives océaniques et les archives continentales.

(1) Les archives océaniques sont étudiées grâce aux carottages marins. Ces carottages profonds permettent d'accéder à des archives continues et sur le temps long. On peut distinguer les carottages glaciaires du Groenland (GRIP, NGRIP, DYE-3 et GISP2) qui ont permis de grandes avancées en matières de connaissance sur l'évolution des paléoclimats à l'échelle de la terre à partir de la variation du $\delta^{18}O$ dans les carottes (Dansgaard et al., 1984 ; Heinrich, 1988 ; Bond et al., 1992 ; Broecker et al., 1992 ; Petit et al., 1999 ; Andersen et al., 2004). Trois principaux secteurs sur les côtes Mauritaniennes et Sénégalaises, dans le Golfe de Guinée et en Méditerranée font référence à l'évolution paléoclimatique du continent africain (De Menocal, 2014) (**Figure 3**). Les études nombreuses sur ces carottes ont permis d'étudier les grandes variations climatiques notamment Quaternaire. L'élaboration d'une histoire paléoclimatique

basée sur une alternance de cycles glaciaires et interglaciaires a fourni une référence à laquelle comparer ses propres données, même continentales. Cependant ces données riches et continues ne permettent pas d'obtenir une résolution temporelle très fine et une échelle d'étude régionale.

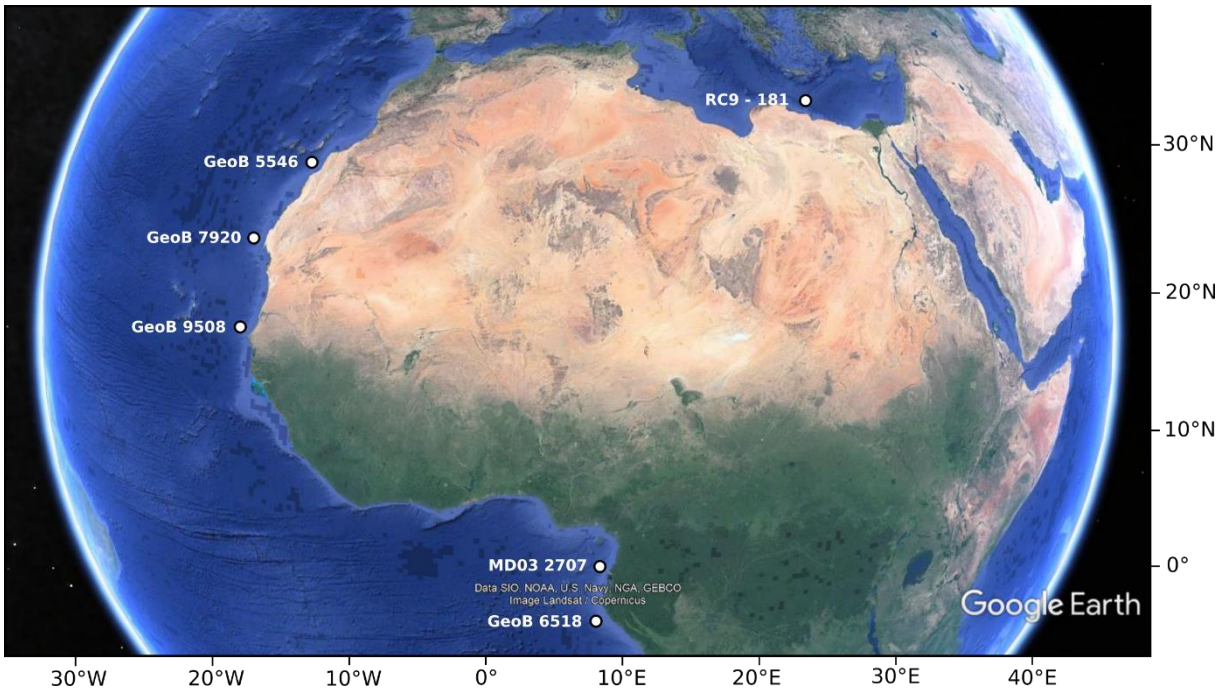


Figure 3: *localisation des carottes marines réalisées au large des côtes africaines d'après De Menocal, 2014*

La **Figure 4** synthétise l'histoire climatique et environnementale depuis la mise en place du dernier maximum glaciaire jusqu'à l'actuel à partir d'articles de synthèses. Les grands épisodes du DMG et OHA présentés sur la frise structurent les recherches sur l'évolution climatique et environnementale depuis le pléistocène récent.

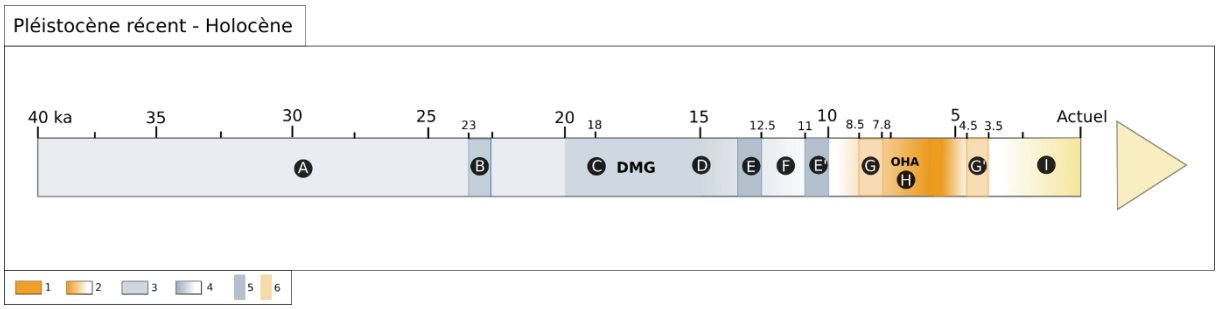


Figure 4: *frise chronologique présentant l'évolution climatique et environnementale depuis 40 ka BP, d'après notamment les articles de synthèse de Lézine, 1989 ; Gasse et al. 1990 ; Bonnefille et Chalié, 2000 ; De Menocal et al., 2000 ; Gasse, 2000*

1 : climat et environnement chaud et humide ; **2 :** transition d'un climat chaud et humide vers un climat plus sec et frais ; **3 :** climat et environnement sec et frais ; **4 :** transition d'un climat sec et frais vers un climat plus chaud et humide ; **5 :** épisode sec et frais ; **6 :** épisode plus sec et plus frais au sein d'une phase chaude et humide
A : diminution progressive des formations arborées (Bonnefille et Chalié, 2000) ; **B :** début précoce du Dernier maximum Glaciaire selon Gasse, 2000 ; **C :** maximum aride du DMG (Lézine, 1989 ; Gasse, 2000) ; **D :** transition post-glaciaire interrompue par un ou plusieurs épisodes secs (De Menocal, 2000 ; Gasse, 2000 ; Salzamann et al., 2002 ; Garcin et al., 2007) ; **E et E' :** épisodes de sécheresse millénaire ou plus court qui se manifestent notamment par des apports éoliens importants dans les carottes marines, apparentés au Dryas récent ; **F :** mise en place des conditions humides de l'Optimum Humide Africain en général et persistance de conditions de bas niveaux lacustres pour certains secteurs à l'Holocène ancien (Gasse, 2000) **; G et G' :** épisodes plus secs pendant la phase d'OHA (Gasse, 2000) ; **H :** paroxysme de l'OHA, une végétation guinéenne est constatée jusque 16° N (Niayes et Guiers, Lézine, 1989), une végétation soudano-sahélienne atteint 21°N (Lézine, 1989), et le « Sahara vert » connait des environnements lacustres tandis que ses aquifères se rechargent (Gasse, 2000), (Ritchie et al, 1985 ; Roberts, 1988 ; Stute et Talma 1998) ; **I :** jusque 5 ka sont observés en milieu sahélien des taxons guinéen (Lézine, 1989) mais les conditions climatiques et environnementales actuelles se mettent place autour de 4.5 ka ou 2 ka selon les secteurs (Lézine, 1989 ; Gasse , 2000 ; Maley et Vernet, 2013 ; Nash et al. 2016) (cf. figure 5)

(2) Les archives continentales permettent d'accéder à différentes échelles de temps selon que l'on étudie un lac, une zone humide, un marais, ou une rivière, un fleuve. Dans l'ensemble, on peut rapprocher les carottages lacustres des carottages marins : ils permettent d'accéder à des séquences longues et continues, dans des environnements qui ont subi relativement peu de perturbations et dont l'interruption de la sédimentation aurait une signification directe. La frise présentée ci-dessus a été produite essentiellement grâce à des résultats confrontant des données lacustres et marines. Par leur continentalité, les zones lacustres permettent toutefois d'élaborer des récits paléoenvironnementaux régionaux voir locaux, comme c'est le cas des archives sédimentaires fluviales, souvent discontinue en raison de la sensibilité de ces environnements aux variations climatiques. Le croisement de ces deux types d'archives continentales permet bien d'affiner la résolution des analyses. Les archives sédimentaires continentales ont donc permis de se concentrer, ces dernières décennies, sur l'holocène moyen et final et les variations climatiques et environnementales de moindre ampleur. La terminaison de l'OHA est conventionnellement datée autour de 5 ka BP, fixant à cette même date le début de la mise en place progressive des conditions actuelles (Gasse, 2000 ; deMenocal et al. 2000 ; Salzmann et al. 2002 ; Lézine et al , 2005 ; Collins et al. 2013 ; Armitage et al. 2015). Les études

continentales récentes ont permis de préciser l'histoire climatique de l'holocène récent et de déceler des variations environnementales sur les 4000 dernières années.

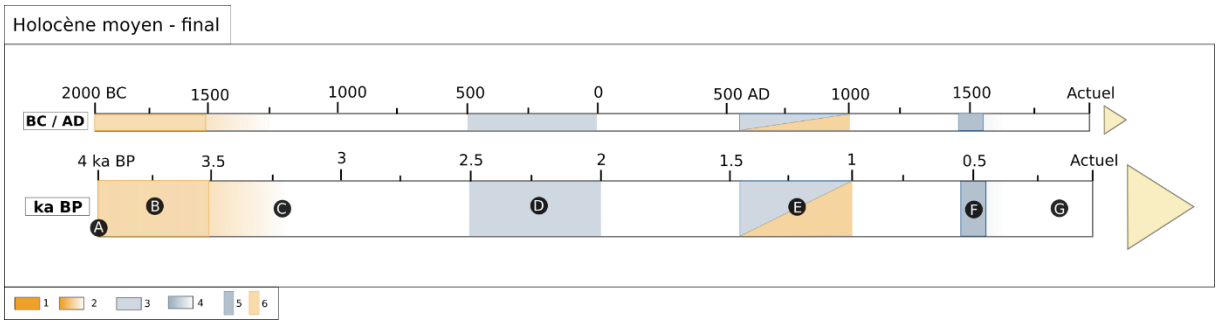


Figure 5: *frise chronologique synthétique présentant l'évolution climatique et environnementale à l'holocène moyen et final d'après les articles de Lézine, 1989 ; Mc Intosh, 1998, Makaske, 1998 ;Gasse, 2000 ; Makaske et al., 2007 ; Bouimetarhan et al., 2009 ; Maley et Vernet, 2015 ; Garnier et Lespez, 2019*

1 : climat et environnement chaud et humide ; **2 :** transition d'un climat chaud et humide vers un climat plus sec et frais ; **3 :** climat et environnement sec et frais ; **4 :** transition d'un climat sec et frais vers un climat plus chaud et humide ; **5 :** épisode sec et frais ; **6 :** épisode plus sec et plus frais au sein d'une phase chaude et humide
A : fin de l'OHA ; **B :** épisode très aride envisagé comme une crise aride ou comme le début d'une aridification plus longue (Gasse, 2000) ; **C :** transition vers un climat et des environnements plus secs, période encore marquée par une certaine humidité selon l'article de synthèse de Lézine (1898) ; **D :** 2ème moitié du premier millénaire avant notre ère unanimement aride avec des épisodes de crues éclairs sur le Sénégal (Bouimetarhan et al., 2009), un épisode appelé « big dry » dans le Niger moyen (Mc Intoch, 1998 ; Makaske , 1998), une sécheresse évérée dans le delta intérieur du Niger (Makaske et al., 2007) et une incision généralisée dans la vallée du Yamé (Garnier et Lespez, 2020) ; **E :** 1er millénaire de notre ère, déphasage entre l'Afrique de l'Ouest qui connaît une aridification et l'Afrique de l'est et équatoriale qui connaissent des épisodes arides brutaux ou une réactivation humide précoce (Nash et al., 2016) ; **F :** crise érosive brutale atteste vers le XVe et XVIe siècle (Maley et Vernet, 2015) ; **G :** mise en place des conditions climatiques et environnementales modernes

La frise chronologique de synthèse présentée en **Figure 5** illustre cette résolution permise par l'étude des archives continentales. Sur 4 millénaires ont été mises à jour des phases sèches ou humides, chaudes ou fraîches, plus ou moins longues. Le premier millénaire de notre ère apparait particulièrement intéressant à l'échelle de l'Afrique. La confrontation des résultats sur l'holocène final a permis de mettre en lumière un phénomène de déphasage entre l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique de l'est et équatoriale. Les résultats récents concernant la vallée du Yamé au Mali (Garnier et Lespez, 2019) viennent encore complexifier ce phénomène avec l'existence d'une phase plus humide de portée probablement très locale, au sein d'une Afrique de l'Ouest en cours d'aridification. Ces récents résultats réaffirment l'intérêt des recherches sur les systèmes fluviaux et les zones humides d'Afrique de l'Ouest notamment.

1.2 Le développement des recherches sur les systèmes fluviaux et les zones humides en Afrique de l'ouest

1.2.1 Synthèse des principales études paléoenvironnementales en Afrique de l'Ouest

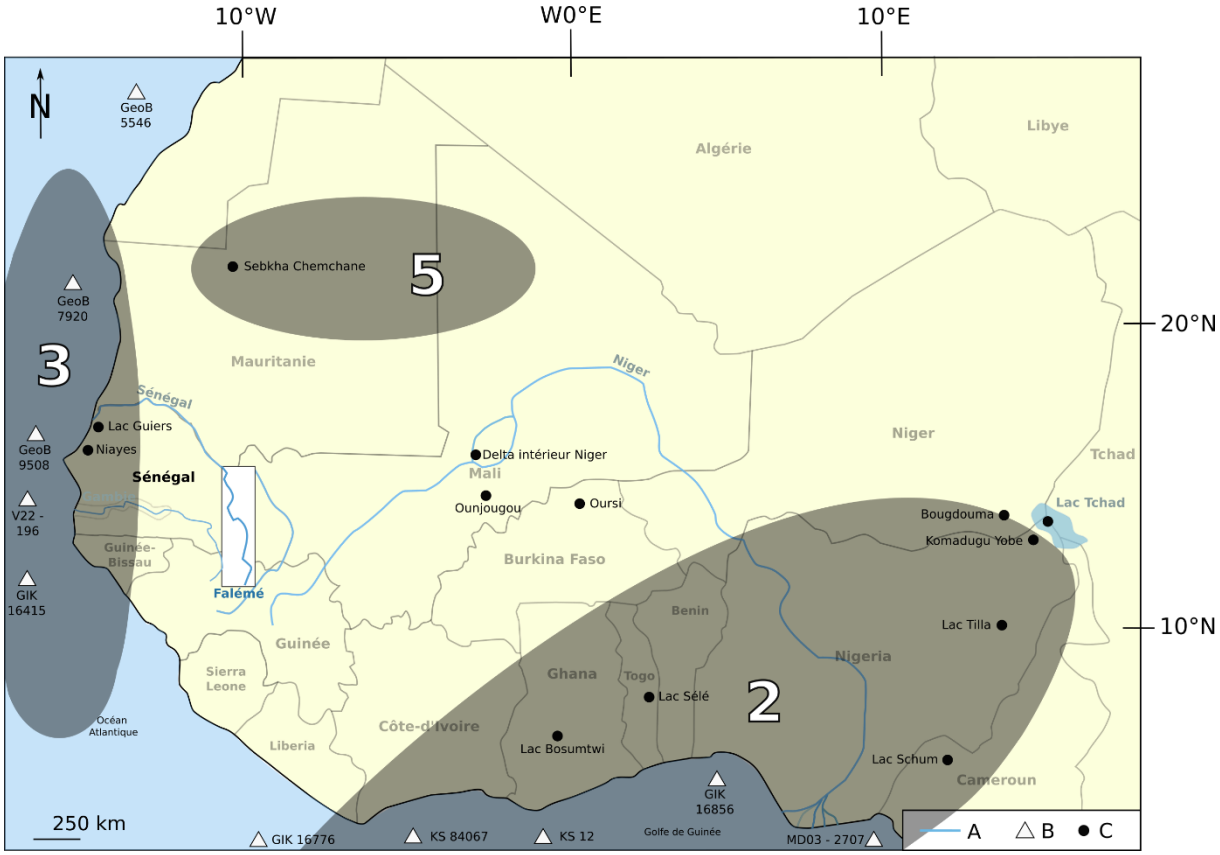


Figure 6: *localisation des principaux sites d'études paléoenvironnementales en Afrique de l'Ouest*

A : cours d'eau **; B :** carottages marins ; **C :** principaux sites d'études paléoenvironnementales exploités dans le texte ; **2 :** Afrique de l'Ouest équatoriale **; 3 :** côte mauritanienne et Sénégalaise ; **5 :** Sahara

Les **Figures 6 et 7** présentent les principaux sites qui ont permis des études paléoenvironnementales en Afrique de l'Ouest. La carte laisse apparaître deux principaux foyers qui concentrent les sites d'étude, et un des sites septentrionaux plus rares. Le foyer situé sur les côtes Mauritaniennes et Sénégalaises regroupe essentiellement des carottages marins et quelque sites palustres littoraux. Le foyer localisé en Afrique de l'Ouest équatoriale regroupe essentiellement des sites lacustres. Enfin, parmi les sites plus septentrionaux relativement délaissés par rapport à l'Afrique de l'ouest équatoriale, nous évoquerons le site de la Sebkha Chemchane (Lézine, 1989). La carte et les foyers de recherches mettent en lumière la répartition de la ressource en eau à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Malgré l'apparente importance des fleuves Niger et Sénégal qui traversent de vastes espaces pauvres en ressources hydriques, ces cours d'eau ont fait l'objet de très peu d'études. Au-delà de cette concentration spatiale déjà

observée à l'échelle de l'Afrique, la **Figure 7** met en avant la concentration des recherches dans le temps. Si le Pléistocène n'est pas totalement délaissé, il est abordé par le prisme du dernier maximum glaciaire et de la transition avec l'Holocène. L'Holocène est en revanche relativement bien couvert par les archives sédimentaires étudiées, à l'exception des 2 derniers millénaires qui semblent peu représentés dans les études. Cette période est donc largement abordée par le prisme de l'optimum humide africain et la problématique de son amorce et de sa terminaison, selon qu'elles sont envisagées comme graduelles ou brutales. Les études récentes menées sur le Yamé au Mali (Rasse et al. 2006 ; Lespez et al, 2008 ; Lespez et al., 2011; Garnier et al, 2015; Garnier et Lespez, 2019) illustrent le potentiel des études paléoenvironnementales sur les systèmes fluviaux ouest-africains.

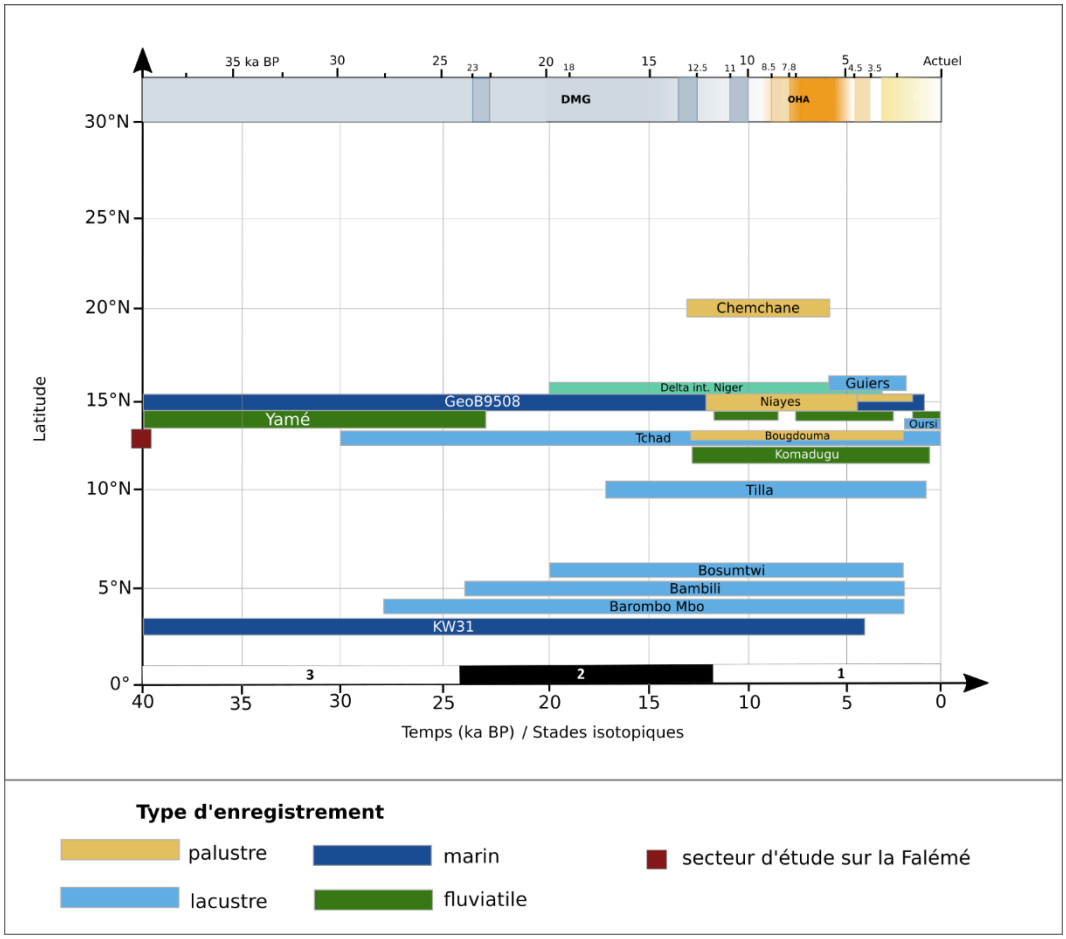


***Figure** 7: sites étudiés en Afrique de l'Ouest selon la latitude et la période concernée*

Références : Chemchane : Lézine, 1989 ; **Guiers :** Lézine, 1987, 1988, 1989 ; **GeoB9508 :** Bouimetarhan 2009, 2012, 2013 ; Collins et al., 2013 ; **Niayes** : Lézine, 1986 ; **Yamé :** Rasse et al., 2006 ; Lespez et al., 2008 ; Lespez et al., 2011 ; Garnier et al., 2015 ; Garnier et Lespez, 2020 ; **Delta int. Niger** : Makaske, 2007 ; **Oursi** : Ballouche et Neumann, 1995 ; **Tchad :** Maley, 1981 ; Servant, 1983 ; **Komadugu :** Gumnior et Preusser, 2007 **; Tilla** : Salzmann et al., 2002 ; **Bosumtwi** : Maley, 1991 ; Rusell et al., 2003 ; Shanahan et al., 2006 ; Miller et Gosling, 2016 **; Bambili** : Stager et Anfangsutter, 1999 ; **Barombo Mbo** : Maley et Brenac, 1998

1.2.2 La riche histoire morphosédimentaire des vallées fluviales : des espaces sensibles et convoités

En Afrique de l'Ouest, les grands systèmes fluviaux se résument aux fleuves Niger et Sénégal. Les recherches menées sur le Komadugu Yobé, un cours d'eau qui alimente le lac Tchad, peuvent également être considérées comme faisant partie du secteur Ouest Africain. Actuellement, les bassins des fleuves Sénégal et Niger occupent une place importante en termes de ressource pour les sociétés humaines, notamment pour l'accès à l'eau, l'agriculture et l'élevagear le passé ils ont pu jouer le rôle de zone refuge lors de phases d'aridification, ou encore d'axe de développement et d'échanges privilégié lors de phases plus humides (Maley et Vernet, 2015). Ces deux couloirs alluviaux ont un intérêt majeur pour les recherches archéologiques. Par ailleurs, l'histoire climatique et environnementale récente a révélé leur sensibilité et leur réponse rapide aux variations climatiques. Le changement climatique actuel se traduit très concrètement en Afrique de l'Ouest par une aridification qui modifie rapidement le cycle saisonnier, le fonctionnement hydrologique des cours d'eau et des zones humides et nécessairement, l'ensemble des pratiques anthropiques. Mieux documentée encore, la période de sécheresse survenue dans les années 70-80 en Afrique de l'Ouest illustre cette sensibilité des écosystèmes aux variations brutales du climat. L'assèchement rapide des cours d'eau et des zones humides ainsi que le déplacement vers le sud des isohyètes a entraîné des migrations de populations vers des régions mieux arrosées (Hulme, 1992 ; Perret et Jost, 2008; Maley et Vernet, 2015).

Les trois principales études paléoenvironnementales sur des systèmes fluviaux ouest-africains ont été menées sur le Komadugu Yobé, principal tributaire Nigérian du lac Tchad, dans le delta intérieur du Niger, et sur le Yamé, un affluent du fleuve Niger.

(1) **Le Komadugu Yobé** a été étudié dans les années 2000. Plusieurs carottages ont été réalisés dans sa plaine alluviale et l'un d'eux a permis de recouper 10 m de sédimentation alluviale datée entre environ 14 ka BP et les derniers siècles par OSL. Malgré l'existence de hiatus sédimentaires, la séquence sédimentaire du Komadugu Yobé a permis de compléter les nombreuses études du lac Tchad (Gumnior and Preusser, 2007; Gumnior, 2008). Les résultats ont permis d'établir un scénario d'évolution des paléoenvironnements de cette vallée comprenant trois principales phases : **entre 14 ka BP et 12 ka BP**, une activité fluviale limitée et le développement de dunes dans une plaine alluviale bien plus large que l'actuel. Entre **12 ka BP et 4 ka BP**, une réactivation des dynamiques fluviales dans une ambiance de plus en plus humide, parallèlement le niveau du lac Tchad augmente jusqu'à englober le Komadugu

Yobé (une sédimentation argileuse témoigne d'un environnement lacustre). Cette longue phase très humide est interrompue à deux reprises par des épisodes semi-arides (8-7 ka BP et à sa terminaison, entre 5-4 ka BP), qui s'illustrent par une régression du niveau lacustre. La dernière phase est située **entre 4 et 0 ka BP**. Elle est caractérisée par la mise en place de la plaine alluviale actuelle. Dans un contexte semi-humide (4-3 ka BP), des méandres de forte amplitude progradent dans la plaine alluviale que l'on connait aujourd'hui, tandis que des sols se forment dans la paléo-plaine alluviale. Depuis 3000 ans, l'aridification progresse et les dynamiques alluviales sont moins puissantes et morphogènes.

(2) Les recherches géomorphologiques et archéologiques menées dans le **Delta intérieur du Niger** ont permis d'élaborer un scénario d'évolution paléoenvironnementale et humaine sur le temps long, à partir d'archives continentales. Les oscillations climatiques Holocènes ont particulièrement été étudiées, en relation avec les dynamiques de peuplement, autorisant une analyse géoarchéologique pionnière dans la région (De Vries et al., 2005 ; Makaske et al., 2007). Cette étude est également pionnière dans la prise en compte, en contexte fluvio-lacustre, des processus éoliens (Makaske et al., 2007). Sur le temps long, cinq principales phases ont été identifiées : (a) entre **20 et 12.5 ka BP,** un épisode d'extrême aridité appelé « Ogolien » est caractérisé par l'intensité des processus éoliens, et la formation de modelés dunaire intensement remobilisés, (b) entre **12.5 et 8 ka BP**, l'Holocène ancien est caractérisé par l'installation d'une ambiance humide au cours de laquelle les modelés dunaires sont stabilisés par un couvert végétal important, (c) entre **8 et 7 ka BP** un épisode court et très sec qui entraine la reprise des dynamiques éoliennes puissantes et la formation de nouveaux modelés éoliens, (d) entre **7 et 4 ka BP,** l'humidité se réinstalle et permet la formation de sols dans les formations éoliennes, (e) enfin depuis 4 000 ans, des oscillations climatiques ont été enregistrées, contraignant les populations humaines à une certaine mobilité (De Vries et al., 2005).

(3) Les recherches paléoenvironnementales et archéologiques menées dans **la vallée du Yamé** ont également permis de dresser un scénario d'évolution des environnements et des sociétés au cours du Quaternaire récent. Un des intérêts majeurs de cette vallée est d'être aujourd'hui situé en domaine soudano-sahélien, à l'interface entre le Sahara aride et le domaine guinéen plus humide. Les résultats obtenus dans cette vallée confirment la sensibilité des systèmes fluviaux soudano-sahélien aux changement climatiques (Rasse et al., 2004 ; Rasse et al., 2006 ; Le Drezen, 2008 ; Lespez et al., 2011 ; Garnier, 2013 ; Garnier et al., 2015 ; Garnier et Lespez, 2019). 7 séquences du Pléistocène récent et 17 séquences sédimentaires Holocène

ont été mises en évidence. **Entre 55 et 30 ka cal. BP**, une vaste plaine d'inondation régulièrement engorgée s'installe. Ponctuée d'écoulements plus actifs, la période suivante **(30-20 ka cal. BP)** est complexe à interpréter en raison de la mauvaise conservation des formations. L'holocène est découpé en trois périodes : l'Holocène Ancien (11.5-8.5 ka cal. BP, l'Holocène Moyen et Récent 1 (8.5-4 ka cla.BP) et l'Holocène Récent 2 et Final (4-0.1 ka cal.BP). L'Holocène Ancien est marqué par l'installation du lit du Yamé dans une large bande active à bancs sablo-graveleux, s'apparentant à un lit tressé à compétence et à mobilité forte (Lespez et al., 2011). Le début de l'Holocène Moyen est marqué par un hiatus sédimentaire (8.8-7.4 ka cal. BP) qui est mis en relation, comme dans les études de Gumnior sur le Komadugu Yobé (Gumnior, 2008), avec la faiblesse des écoulements. La suite de la séquence sédimentaire met en évidence trois niveaux de chenaux successifs dont le remplissage étroit s'est opéré au sein d'une plaine alluviale occupée par une forêt galerie (Garnier et al., 2013). Enfin l'Holocène Récent 2 et Final met en évidence une sédimentation rythmée, alternant des lits sablo-limoneux organiques et des lits à sables fins (Le Drezen et al., 2010 ; Lespez et al., 2011). Cette sédimentation témoigne d'un environnement palustre traversé par des écoulements lents et peu morphogènes, rappelant la saisonnalité actuelle.

La présentation synthétique des résultats paléoenvironnementaux obtenus grâce à l'étude de deux systèmes fluviaux soudano-sahélien met bien en lumière leur potentiel. Quatre points peuvent être relevés, appuyant l'importance de ces études :

(1) Tout d'abord la lecture stratigraphique fine des séquences sédimentaires permet de comprendre les environnements de dépôts à l'échelle régionale et locale, deux échelles plus complexes à saisir en employant des séquences sédimentaires marines ou même lacustres. Les archives sédimentaires conservées permettent d'aborder les paléoenvironnements holocène avec une meilleure résolution temporelle

(2) Ces espaces riches ont attiré des populations très tôt et les recherches archéologiques menées en parallèle des recherches paléoenvironnementales sur le Yamé ont attesté d'une présence humaine depuis au moins 150 000 ans (Huysecom et al., 2004 ; Huysecom et al., 2005 ; Huysecom et al. 2007 ; Rasse et al., 2004 ; Soriano et Huysecom, 2007). Au regard du scénario d'évolution des environnements de la vallée du Yamé, on peut envisager que ses berges aient servis de zones refuges dans les périodes les plus sèches et les plus fraîches de l'histoire climatique de cette région peu pourvue en ressources hydriques.

(3) Enfin, elles permettent une lecture fine des processus hydrosédimentaires à l'œuvre dans une vallée. Ces études enrichissent la connaissance du fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux soudano-sahéliens.

1.2.3 La connaissance du fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux en domaine soudano-sahélien

Comme expliqué précédemment, les systèmes fluviaux ont tout d'abord peu intéressé les paléoenvironnementalistes en raison de leur conservation complexe et souvent très fragmentaire des archives sédimentaires (Macaire, 1990 ; Salvador et al., 2009). La connaissance théorique des cours d'eau a toutefois progressée au cours du XX^{e} siècle avec notamment le développement de la géomorphologie fluviale par Jean Tricart (Tricart, 1958). La connaissance du fonctionnement hydrosédimentaire actuel des cours d'eau est indispensable à la reconstitution des dynamiques environnementales passées. Parmi les avancées notables, l'élaboration du concept de **système fluvial** dans les années 60 (Chorley, 1962 ; Hooke et Redmond, 1992) et sa formalisation par Stanley A. Schumm (Schumm, 1977) a permis d'aborder l'étude des cours d'eau de manière systémique.

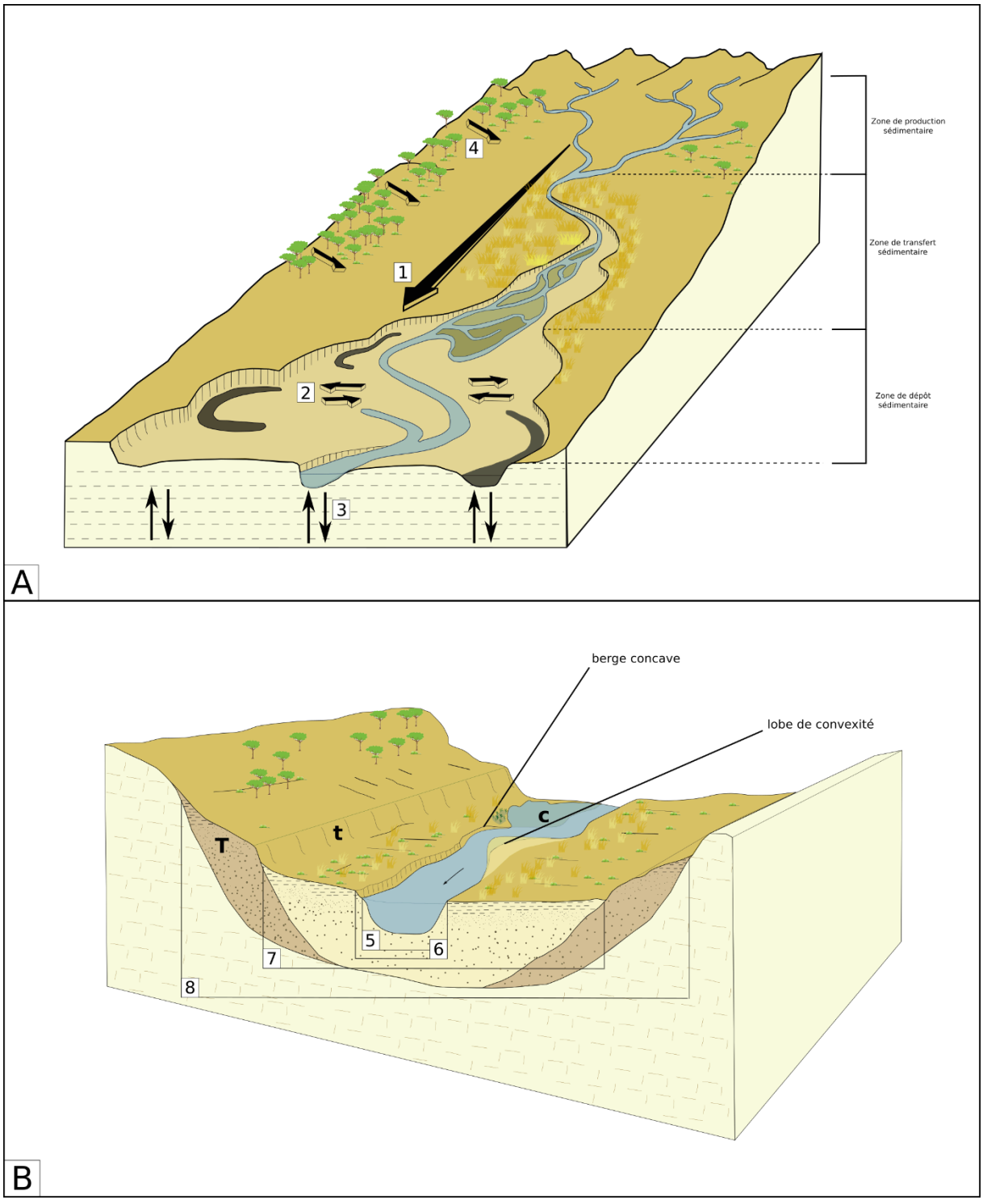


Figure 8: *concept d'hydrosystème elaboré et schématisé (Amoros et Petts, 1993) d'après le concept de système fluvial (Schumm, 1977)*

A : schéma du concept d'hydrosystème fluvial : **1 :** flux longitudinaux; **2:** flux latéraux; **3:** flux verticaux; **4 :** flux exogènes; **B :** schéma général de l'organisation d'une vallée d'un point de vue hydrogéomorphologique (d'après Dewolf et Bourrié, 2007) et dimension temporelle imbriquée dans le concept d'hydrosystème fluvial: **T:** terrasse; **t:** talus; **C:** crue et zone humide associée; **5:** lit mineur; **6:** lit moyen; **7:** plaine d'inondation; **8:** plaine alluviale.

Ce concept a mis en évidence l'organisation des flux amont/aval et son caractère structurant pour l'étude des cours d'eau. Ces flux longitudinaux (**Figure 8-A-1**) s'organisent à l'intérieur de trois secteurs représentés sur la **Figure 8**.

(1) le plus en amont, un secteur où la production sédimentaire domine. Les pentes sont fortes et les processus d'érosion intenses. Les dynamiques torrentielles entraînent une importante charge de fond constituée d'un matériel hétérogène.

(2) un secteur intermédiaire ou l'érosion et la sédimentation sont relativement à l'équilibre. Les pentes diminuent, la compétence du cours d'eau évolue, le matériel de la charge de fond est en partie trié.

(3) le plus en aval un secteur où les dynamiques de dépôt puis de sédimentation prévalent largement sur les dynamiques érosives. Le tri amorcé plus en amont conditionne le cortège sédimentaire souvent très fin, les particules les plus grossières s'étant déposées lorsque la compétence du cours d'eau est devenue insuffisante à leur transport.

Dans les années 1990, cette dimension longitudinale a été complétée par trois autres dimensions à travers le concept d'**hydrosystème fluvial** (Amoros et Petts, 1993) (**Figure 8**) :

(1) la latéralité des échanges avec le bassin versant et la plaine alluviale (**Figure 8-2)**

(2) la verticalité des échanges avec les sous-sols (aquifères) et l'atmosphère (**Figure 8-3)**

(3) la temporalité de l'ensemble de ces interactions, une dimension complexe et indispensable à la compréhension de l'évolution des cours d'eau (**Figure 8-B**).

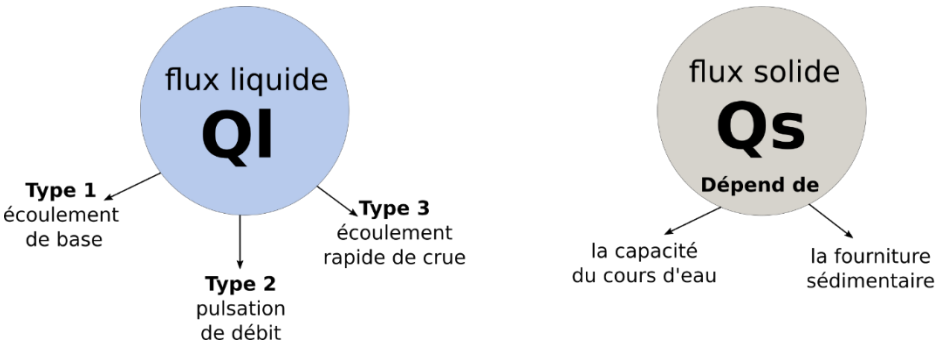


Figure 9: *types de flux, principaux moteurs de l'évolution d'un système fluvial (Bravard et Salvador, 2009)*

Si cette dimension temporelle reste assez mal connue pour les cours d'eau en domaine semi-aride, elle a été largement abordée dans les études de géomorphologie fluviale en domaine tempéré et méditerranéen (Faust et Wolf, 2017 ; Verstraeten et al., 2017 ; Brown et al., 2018). Cette dimension est indispensable pour penser un modèle d'évolution sur le temps long et comprendre le poids des différentes variables qui contrôlent cette évolution et leur temporalité propre. Le système fluvial est régi par deux principaux flux. Les flux liquides sont

essentiellement soumis à la variabilité climatique, les flux solides dépendent du climat mais aussi du type de substrat, de la végétation présente ou non sur les berges et des activités anthropiques à proximité (**Figure 9**).

Ces flux sont les variables externes de la mobilité des cours d'eau. En réponse à la variabilité de ces flux, les variables internes telles que la longueur d'onde de sinuosité, la pente, la profondeur ou la longueur du chenal, vont s'ajuster selon un temps de réponse différent en lien à leur échelle spatiale (**Figure 8**) :

(1) l'échelle évènementielle : une crue peut créer des microformes dans le fond du lit (**Figure 8-B-c)**

(2) l'échelle saisonnière : l'alternance entre période d'étiage et période de hautes eaux peut également sculpter des microformes

(3) l'échelle séculaire : différents processus comme l'érosion, l'alluvionnement ou même le changement de style fluvial (**Figure 8-B-T-t**)

(4) l'échelle millénaire (Holocène par exemple) : des modifications profondes de l'ensemble du système fluvial

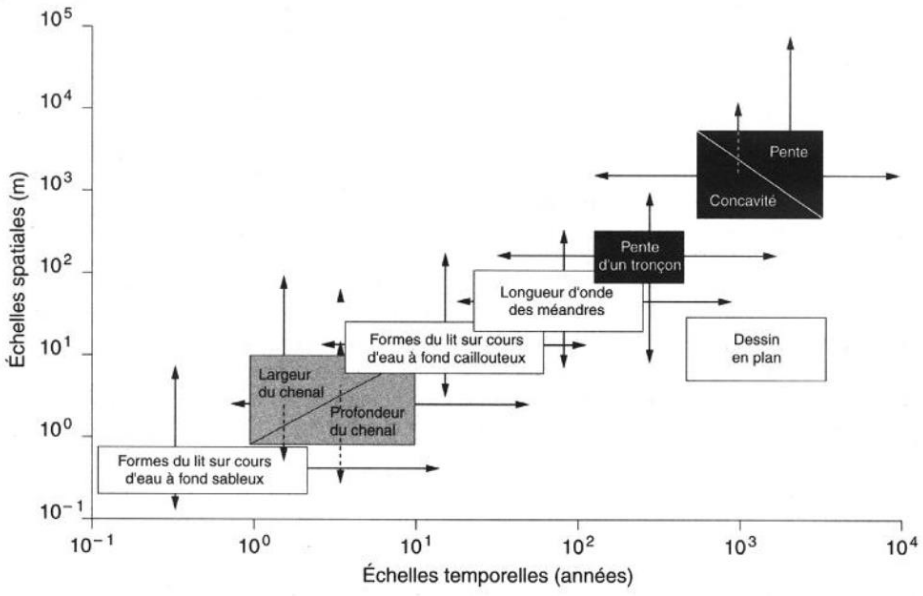


***Figure 10**: échelle spatiale et temporelle des ajustements des formes fluviales (d'après Knighton, 1984)*

Les réponses hydrosédimentaires aux variations climatiques et à l'occupation des sols restent encore peu connues en domaine semi-aride. En Afrique de l'Ouest, le fonctionnement des principaux cours d'eau est basé sur une relation forte entre précipitation et débit. Par exemple, l'écoulement du fleuve Sénégal dont nous détaillerons les caractéristiques physiques plus tard (Chap. 2/ 2.2) est pérenne. Cette pérennité rare en domaine soudano-sahélien est permise par les précipitations qui tombent en domaine guinéen, là où les principaux tributaires du Sénégal

prennent leur source. Ces précipitations suivent toutefois un rythme saisonnier marqué. Dans notre secteur d'étude, les écoulements demeurent spasmodiques et les variations saisonnières fortes. Cet exemple nous éloigne d'emblée du schéma initial élaboré par Schumm (1977) et postulant un transfert sédimentaire linéaire dans un bassin versant dont chaque compartiment présente un bonne connectivité (Fryirs and Brierley, 2001; Fryirs, 2012). Depuis quelques années, des recherches en milieu semi-aride ont permis d'élaborer des scénarios de fonctionnements qui seraient spécifiques à ces milieux. Les premières hypothèses formulées confirment bien la nécessité de prendre en compte de multiples échelles spatio-temporelles. Ainsi l'hypothèse de crues éclairs très morphogènes et qui surviennent lors des phases arides a été développée ces dernières années (Lespez et al., 2011 ; Berger et al., 2012; Garnier et al., 2015). Cette hypothèse permet de mieux considérer les transitions d'environnements et de climats plus secs et frais à plus humides et chauds, et d'envisager que selon la temporalité de ces transitions, les réponses des cours d'eau sur l'ensemble du bassin versant puissent être moins continues et homogènes qu'envisagées par Schumm en 1977 (Lespez et al., 2011 ; Berger et al., 2012 ; Garnier et al., 2015 ; Garnier et Lespez , 2019). Une étude plus approfondie sur le Yamé a notamment permis de construire quatre modèles de distribution des sédiments à partir des variations de l'écoulement et de la charge sédimentaire transportée (Garnier et Lespez, 2019). Ces modèles permettent d'intégrer également dans le fonctionnement d'un hydrosystème soudano-sahélien, la question des activités anthropiques et de leur rôle dans les dynamiques hydrosédimentaires.

1.2.4 Quelle prise en compte des flux éoliens dans les modèles de façonnement des systèmes fluviaux ?

Les études présentées ci-dessus n'ont pas intégré la problématique des apports éoliens. Le domaine soudano-sahélien se trouve en marge du désert du Sahara. Les flux solides peuvent également être alimentés par les flux éoliens et modifier notablement le matériel sédimentaire. Nous avons choisi de représenter cet apport par la mention « flux exogènes » sur la **Figure 8-A-4**. La prise en compte des apports éoliens dans l'étude et la compréhension des hydrosystèmes de milieu semi-aride restent encore très rare.

Si le système fluvial est en partie façonné par les flux liquides, les flux solides ont une importance particulière en domaine semi-désertique. On ne peut faire l'économie du rôle des flux éoliens dans les dynamiques des hydrosystèmes fluviaux. Ces flux éoliens peuvent se diviser en deux types de matériels qui ont été jusque-là étudiés séparément dans la mesure où

les processus qui les affectent sont différents : les sables éoliens et les poussières éoliennes (>1 µm) (Coudé-Gaussen, 1991). En Afrique, la présence du Sahara et l'intérêt scientifique majeur que ce désert a amené ont permis un développement relativement précoce de l'étude de la fraction la plus fine des poussières sahariennes. Ces poussières ont été étudiées tant pour la compréhension de leur cycle actuel que pour l'incidence de leur transport atmosphérique sur le climat (Maley, 1982; Coudé-Gaussen, 1989; Coudé-Gaussen, 1991; Washington et al., 2006; Armitage et al., 2015). L'essentiel des recherches récentes est localisé en milieu aride et se concentre sur la description des formes et la compréhension des formations éoliennes (Venard, 2012; Crépy, 2016), ou encore sur la résolution du problème d'érosion éolienne et de désertification liée au changement climatique actuel (Toure et al., 2013). Les études de A.Weisrock sur les oueds du sud-est marocain au Pléistocène supérieur abordent la question des apports éoliens dans un système fluvial avec l'étude de dépôts massifs de sédiments fins potentiellement éoliens, remobilisés lors de crues lentes et étendues (Weisrock et al., 2006).

On peut se demander dans quelle mesure des corrélations peuvent être faites entre ces secteurs périglaciaires et notre zone d'étude péri-désertique. Dans les deux cas, des dépôts éoliens spécifiques se déposent en nappe et interfèrent avec des processus fluviaux, modifiant les apports sédimentaires et le fonctionnement de l'hydrosystème. Dans les deux cas ils viennent complexifier la compréhension des processus hydrosédimentaires (Van Huissteden et al., 2000).

En Afrique de l'ouest, cette problématique a été abordée par B.Makaske dans son article sur la région de la Méma, à proximité du Delta intérieur du Niger (Makaske et al., 2007). Dans cette région semi-aride au centre du Mali, les découvertes archéologiques d'occupations plurimillénaires (Mc Intosh, 1998) se sont accompagnées d'études géomorphologiques mettant au jour une alternance Holocène de phases fluvio-lacustres et de phases éoliennes. Ces études ont révélé des dunes bordant des paléolacs et même des plaines d'inondation de chenaux aujourd'hui à sec (« lake-bordering dune »). L'hypothèse de l'auteur se tourne vers une formation de ces dunes au matériel sableux et jaune, pendant les phases humides de l'holocène récent, lors de conditions de hautes-eaux et en présence d'une végétation importante sur les berges, faisant obstacle aux sables et favorisant ainsi une accumulation dunaire. Certains sables rouges constitutifs de ces dunes sont interprétés comme des dépôts plus anciens ayant subi de fortes météorisations au moment des phases les plus humides de l'Holocène moyen (OHA).

La prise en compte des flux éoliens dans la compréhension des hydrosystèmes de milieu semi-aride apparaît donc comme complexe. Certaines méthodes peuvent néanmoins permettre

d'étudier cette fraction comme la morphoscopie et l'exoscopie que nous évoquerons dans la deuxième partie de ce manuscrit.

Chapitre 2

2 Géographie de la vallée de la Falémé

Les recherches menées dans la vallée de la Falémé héritent d'une histoire scientifique riche. Le groupe de travail interdisciplinaire franco-suisse s'intéresse à l'Afrique de l'Ouest depuis 1997, à travers le programme de recherche « Peuplement humain et paléoenvironnements en Afrique de l'Ouest ».

Au-delà des recherches à l'échelle de l'Afrique et de l'Afrique de l'ouest évoquées dans le chapitre précédent, ce travail de doctorat s'inscrit dans la continuité des problématiques scientifiques du programme de recherche au Mali et au Sénégal dont nous retracerons l'histoire dans un premier temps.

A partir des premières études du bassin versant du Sénégal (Michel, 1973 ; Rochette, 1974) et des premiers résultats du programme de recherche « Peuplement humain », nous caractériserons la géographie actuelle de la vallée de la Falémé, dans ses composantes physiques tout d'abord (géomorphologie, géologie, hydroclimatologie) puis dans ses composantes humaines.

2.1 L'assise institutionnelle des programmes de recherche et les recherches archéologiques

2.1.1 « Peuplement humain et paléoenvironnements en Afrique de l'Ouest » : Objectifs et approche 1997-2011

Les recherches menées dans un premier temps en pays Dogon (Mali) ont permis de poser les premières bases du cadre chronologique, culturel et environnemental des évolutions des sociétés humaines en Afrique de l'Ouest. Le site d'Ounjougou sur le plateau de Bandiagara, un gisement archéologique en amont de la vallée du Yamé est découvert à la fin des années 80. En 1997, le lancement du projet « Evolution paléoclimatique et peuplement humain en Afrique de l'Ouest » avait pour objectif général d'analyser les réponses apportées par les populations aux variations climatiques et environnementales (Huysecom et al., 1998; Huysecom et al., 1999). La méthodologie adoptée est profondément interdisciplinaire mêlant archéologie, paléométalllurgie, géomorphologie, sédimentologie, hydrologie, archéobotanique, ethnoarchéologie et ethnologie. Les accumulations sédimentaires et les incisions remarquables qui donnent accès à ces archives, corrélées à la richesse archéologique de la haute-vallée du Yamé ont permis de forger un premier scénario de l'histoire du peuplement du Pays Dogon du Paléolithique à nos jours, avec cependant quelques hiatus archéologiques et sédimentaires. Les études sur les paléoenvironnements ont permis de couvrir la fin du Quaternaire aux périodes subactuelles. Malgré un hiatus attribué au MIS2, la conservation d'archives sédimentaires attribuées aux quatre derniers millénaires a permis d'élaborer un scénario d'évolution climatique et environnemental jusque-là rare en Afrique de l'Ouest (Rasse et al., 2006; Lespez et al., 2008; Garnier et al., 2013; Garnier et al., 2015; Garnier and Lespez, 2019) autorisant ainsi des réflexions sur l'impact des activités anthropiques sur leur environnements (Ozainne et al., 2009). La richesse des sédiments fluvio-palustres holocène en restes botaniques a également permis d'élaborer un scénario d'évolution des paysages végétaux en lien avec les sociétés. Enfin les traditions céramiques et l'industrie du fer ont été abordées par l'ethnoarchéologie et l'archéologie. L'approche ethnoarchéologique de la céramique a permis de renseigner les traditions actuelles ainsi que l'histoire du peuplement des derniers millénaires. L'histoire de la sidérurgie en Pays Dogon a été abordée à la fois par des fouilles archéologiques de sites appartenant à des traditions métallurgiques distinctes, ainsi que par l'ethnoarchéologie afin de questionner les pratiques actuelles. Ainsi la dimension interdisciplinaire de ce premier programme de recherche a permis de restituer dans leur contexte environnementaux et

climatiques respectifs, les importants changements techno-économiques et culturels qui se sont succédés en Pays Dogon (Ozainne et al. 2009).

2.1.2 L'ANR CHERCHA : Objectifs et approche 2012-2020

La quatorzième année de recherches en pays Dogon a été perturbée par les conflits géopolitiques, et l'ensemble de l'équipe franco-suisse a décidé, avec la collaboration de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire (IFAN) et l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar, d'entamer de nouvelles prospections au Sénégal (Huysecom et al., 2012). L'objectif était dans un premier temps de trouver des sites susceptibles de compléter la séquence sédimentaire d'Ounjougou. Dès 2011, deux secteurs méridionaux par rapport au site malien ont été repérés en vue de prospections archéologiques et géomorphologiques : la haute-vallée de la Gambie et la moyenne vallée de la Falémé. Les prospections dans la haute-vallée de la Gambie ont été infructueuses, les accumulations sédimentaires ont révélés de rares dépôts Pléistocène et une quasi absence de dépôts Holocène (Huysecom et al., 2012). La vallée de la Falémé en revanche a immédiatement interpelé les archéologues et les géographes qui y ont observé d'importantes accumulations sédimentaires rendues accessibles par une incision similaire à celle observée au pays Dogon (Huysecom et al., 2013). Dès la première prospection organisée, les enregistrements stratigraphiques se sont révélés à la fois riches et complexes, couvrant le Pléistocène supérieur et l'Holocène. Le programme de recherche franco-suisse Chercha a permis de mener des recherches dans la vallée de la Falémé entre 2016 et 2019. Deux objectifs principaux ont été définis :

(1) Etablir un nouveau cadre chrono-culturel pour la fin du Pléistocène et l'Holocène en Afrique de l'Ouest

(2) Comprendre les changements climatiques et environnementaux des 70 000 dernières années en mesurant notamment l'influence des évènements de Heinrich sur les environnements à la fin du Pléistocène et à l'Holocène ancien et moyen, ainsi que l'impact des activités anthropiques.

Les compétences complémentaires de quatre équipes suisses (laboratoire APA de Genève, ETH de Zürich pour l'archéologie et les datations radiocarbones) française (LGP de Meudon et IRAMAT de Bordeaux pour les paléoenvironnements et les datations OSL) et sénégalaise (IFAN pour l'archéologie) ont permis d'ancrer l'interdisciplinarité au cœur de la méthodologie. Les premières années de recherche ont confirmé le potentiel des archives sédimentaires à compléter la séquence d'Ounjougou. Deux périodes très bien représentées dans la vallée de la

Falémé ont particulièrement attiré l'attention : le stade isotopique 2 (non représenté à Ounjougou) et le dernier millénaire. Le stade isotopique 2 (24 – 12 ka BP) représente une période particulièrement intéressante pour l'étude des paléoenvironnements en Afrique de l'Ouest avec la transition du Dernier Maximum Glaciaire (21 ka BP) vers les environnements et le climat plus chaud et humide de l'Holocène ancien, et le développement des sociétés Néolithiques. Le dernier millénaire a été jusque-là peu étudié et la mise en place des conditions climatiques actuelles autour de 2 ka BP a souvent été considérée comme acquise, la plupart du temps faute d'archives sédimentaires. L'étude de cette période dans la vallée de la Falémé a révélé non seulement des oscillations climatiques et environnementales significatives mais également des évolutions sociétales importantes (Loukou, 2018). Le dernier millénaire est donc propice au développement d'une analyse géoarchéologique. Mon sujet de thèse s'inscrit dans la logique de ces deux axes de recherche. Il a été construit dans le but d'affiner la compréhension du fonctionnement hydrosédimentaire et hydrologique de la Falémé en vue d'établir un lien avec les occupations humaines. Afin de distinguer avec précision les différents processus de dépôt en fond de vallée et les processus pédologiques, et face à la complexité des stratigraphies observées, le développement d'analyses de laboratoire à haute résolution était nécessaire. L'analyse des bioindicateurs (Aline Garnier) a également été amorcée. Dans cette perspective, la thèse de Brice Lebrun en géochronologie a permis d'importantes avancées (Lebrun, 2018).
Deux autres axes ont été développés dans des régions plus éloignées de la vallée :

(1) La métallurgie à travers des enquêtes auprès des forgerons locaux et la fouille de site de réduction du fer présentant des structures de fours bien conservées.

(2) L'ethnoarchéologie de la céramique avec la réalisation d'enquêtes auprès des artisanes et l'obtention de résultats encourageants (Cantin et Mayor, 2018).

Enfin, avec la découverte d'un site attribué à l'Acheuléen, les recherches se sont plus récemment ouvertes aux périodes antérieures au Pléistocène supérieur (Douze et al., soumis). Cette ouverture constitue un des axes majeurs des évolutions récentes du programme de recherche, tout en poursuivant les fouilles sur le site médiéval de Djoutoubaya.

2.2 Géographie physique à l'échelle du bassin versant

2.2.1 Organisation géologique et géomorphologique générale

Figure 11 : *localisation de la Falémé et des autres principaux affluents du fleuve Sénégal et en bleu, le bassin-versant de la Falémé*

La Falémé est un affluent de rive gauche du fleuve Sénégal. Il prend sa source dans les reliefs nord-guinéen du Fouta Djalon qui fournit en eaux la plupart des tributaires du fleuve Sénégal (**Figure 11**). Long de 625 km, il draine un bassin versant de 27 900 km^2 (Rochette, 1974). Bien que l'essentiel du territoire Sénégalais soit en fait recouvert de dépôts sédimentaires tertiaires, la géologie du bassin versant de la Falémé est relativement complexe. L'érosion de ces dépôts Tertiaire a révélé le socle ancien formant un sillon triangulaire appelé « boutonnière de Kédougou-Kéniéba » (Dioh, 1985 ; Diouf, 1999). La haute vallée de la Falémé entaille les formations du Groupe Birrimien (âge Paléoprotozoïque, 2 300 à 1 600 Ma) qui tire son nom de la rivière Birrim au Ghana (Rochette, 1974) tandis que la moyenne et la basse vallée s'insèrent dans le Groupe du Mali (Néoproterozoïde autour de 542 Ma) avant de confluer avec le fleuve Sénégal, environ 50 km en amont de la ville de Bakel. Ces formations géologiques sont situées au front des chevauchements externes de la chaîne des Mauritanides. Elles sont caractérisées par des formations de silexites, dolomie, siltite et grauwacke. Les conditions d'affleurement de ces différentes formations sont variables selon l'état des cuirasses latéritiques souvent présentes dans cette région. Globalement, elles sont de plus en plus altérées selon un gradient sud nord,

avec des cuirasses épaisses à la latitude de Kédougou, et relictuelles au niveau de Bakel (Théveniaut et al., 2010). Le groupe Birrimien est caractérisé par d'épaisses séries sédimentaires principalement gréseuses et affectées de plissements. Sur sa bordure sud-ouest qui correspond à la limite de bassin versant de la Falémé, ces dépôts sont traversés de venues doléritiques (**Figure 12**). Ces formations affleurent particulièrement dans la haute vallée du Bafing et dans le bassin Siguiri où le Bakoy prend sa source. Deux principaux type de roches se distinguent : des schistes et des grauwackes d'une part affleurant d'ailleurs parfois de part et d'autre de la Falémé, et, d'autre part, un complexe volcano-sédimentaire constitué de roches volcaniques et basiques faiblement métamorphisées (Michel, 1973).

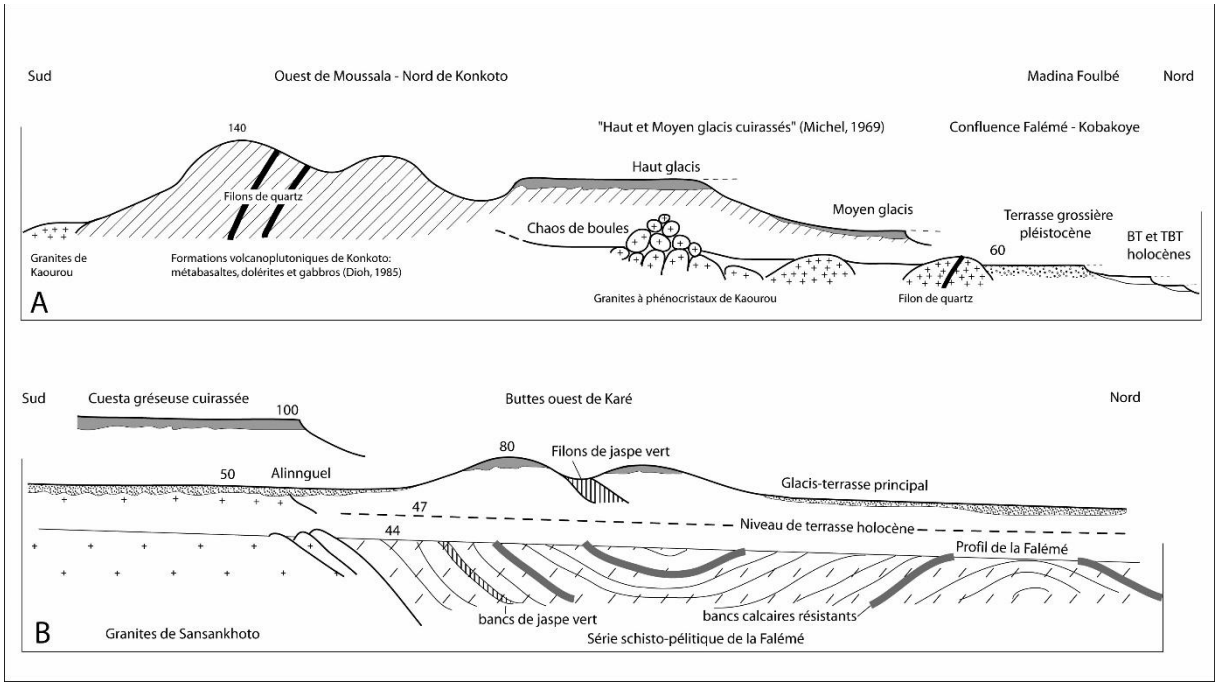


Figure 12: *contexte géomorphologique d'ensemble d'après Michel Rasse (2020)*
A : transect sud-nord à l'amont de Madina Foulbé/Alinguel à travers le socle granitique ; **B :** transect sud-nord à l'aval, dans la série schisto-pélitique de la Falémé

La « boutonnière de Kédougou-Kéniéba » est délimitée par trois ensembles géologiques et géomorphologiques. D'est en ouest, on peut observer : **le plateau Mandingue** à l'est et sa limite franche de la Falaise de Tambaoura, **les plateaux gréseux des contreforts du Fouta Djalon** au sud et **les formations sédimentaires occidentales du bassin sénégalo-mauritanien** à l'ouest appelées également bassin sédimentaire Crétacé-Tertiaire.

(1) Le plateau Mandingue est un plateau gréseux qui s'étend de la Falaise de Tambaoura et surplombe la vallée de la Falémé de 250 m à 450 m, jusqu'au fleuve Niger.

(2) Les plateaux gréseux des contreforts du Fouta Djalon sont recouverts de latérites et limités par un escarpement de 200 m qui surplombe le socle Birrimien (les « plateaux gréseux de Guinée » sur la **Figure 13**)

(3) La chaîne des Mauritanides dont les formations qui jouxtent la vallée de la Falémé sont constituées de grès, grauwacke et pélite, avant les formations sédimentaires du bassin Sénégalo-Mauritaniens (le « plateau de la Haute-Gambie » sur la Figure 13).

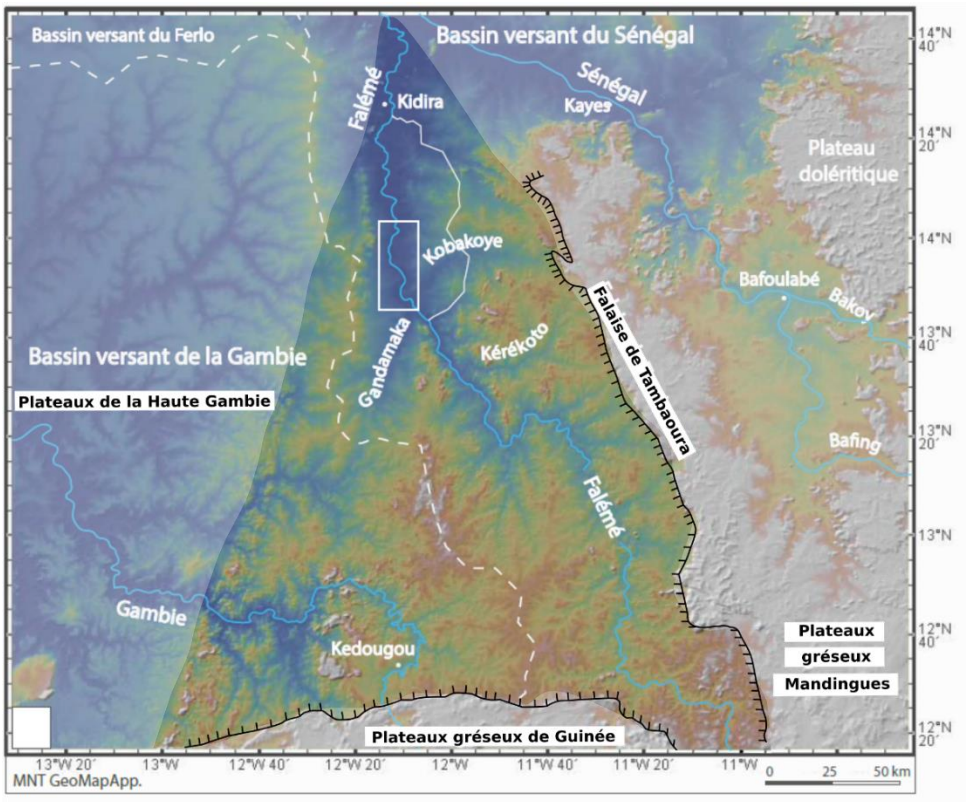


***Figure 13**: cartographie de la boutonnière Kédougou-Kéniéba d'après le MNT Geomapapp*

2.2.2 Hydrologie et hydro-climatologie de la Falémé

La Falémé fait partie du bassin versant du fleuve Sénégal. Le bassin du Sénégal reçoit également les eaux de deux tributaires importants, le Bafing et le Bakoye (**Figure 11**) drainant ainsi trois pays (Sénégal, Mali et Guinée). La Falémé prend sa source en Guinée à 800 m d'altitude, dans la région des plateaux gréseux (11°52'N, 10°5'W) et suit un cours S-N relativement régulier. Sa pente est extrêmement importante dans la haute-vallée, passant de 800 m d'altitude à 200 m en seulement 70 km (8,57‰). Elle s'adoucit entre Fadougou et sa confluence avec le Sénégal (0.24‰), expliquant la valeur de pente moyenne sur l'ensemble de la vallée, 1.24‰ (**Figure 14-B**). Son cours supérieur est irrégulier mais la rivière emprunte un style fluvial à méandres marqué à la sortie des reliefs doléritiques, dans notre zone d'étude (Rochette, 1974).

En Afrique de l'ouest, les conditions climatiques déterminent fortement le régime hydrologique du cours d'eau. La Falémé illustre très bien le rapport étroit entre pluviométrie et écoulement.

En effet la rivière prend sa source en domaine soudano-guinéen (Figure 14) et passe successivement par le domaine soudanien avant de rejoindre le Sénégal en domaine sahélien. La Falémé est un des rares cours d'eau à écoulement pérenne grâce à la pluviométrie dont il bénéficie à sa source en domaine soudano-guinéen (la saison des pluies dure entre 5 et 6 mois et la moyenne des précipitations annuelle peut atteindre les 1000 mm).

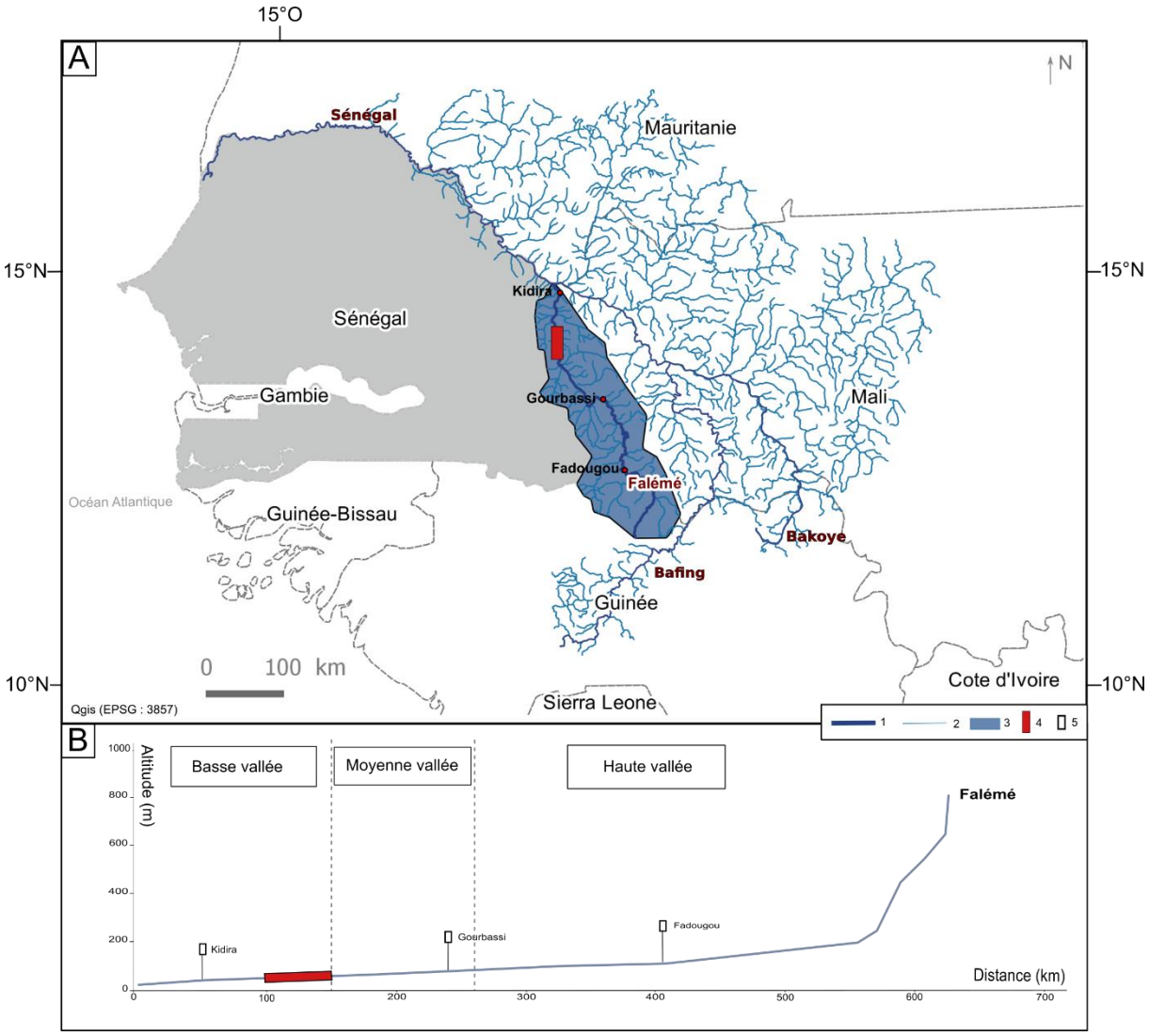


Figure 14: *localisation du secteur d'étude dans son contexte (A) et profil en long de la vallée de la Falémé d'après Michel (1973)*

1: cours d'eau principal; **2:** cours d'eau secondaire; **3:** bassin versant de la Falémé; **4:** zone d'étude; **5:** station météorologique

L'essentiel de son cours est situé en domaine soudano-sahélien, et les débits observés dans notre zone d'étude sont rythmés par l'alternance pluviométrique saisonnière conditionnée par le mouvement méridien de la Zone de Convergence Intertropicale (ZITC). Cette ligne fictive représentée en rouge sur la **Figure 15** matérialise la rencontre de l'Harmattan (un alizé tropical sec de secteur NE) et la Mousson (un air équatorial humide de secteur NO).

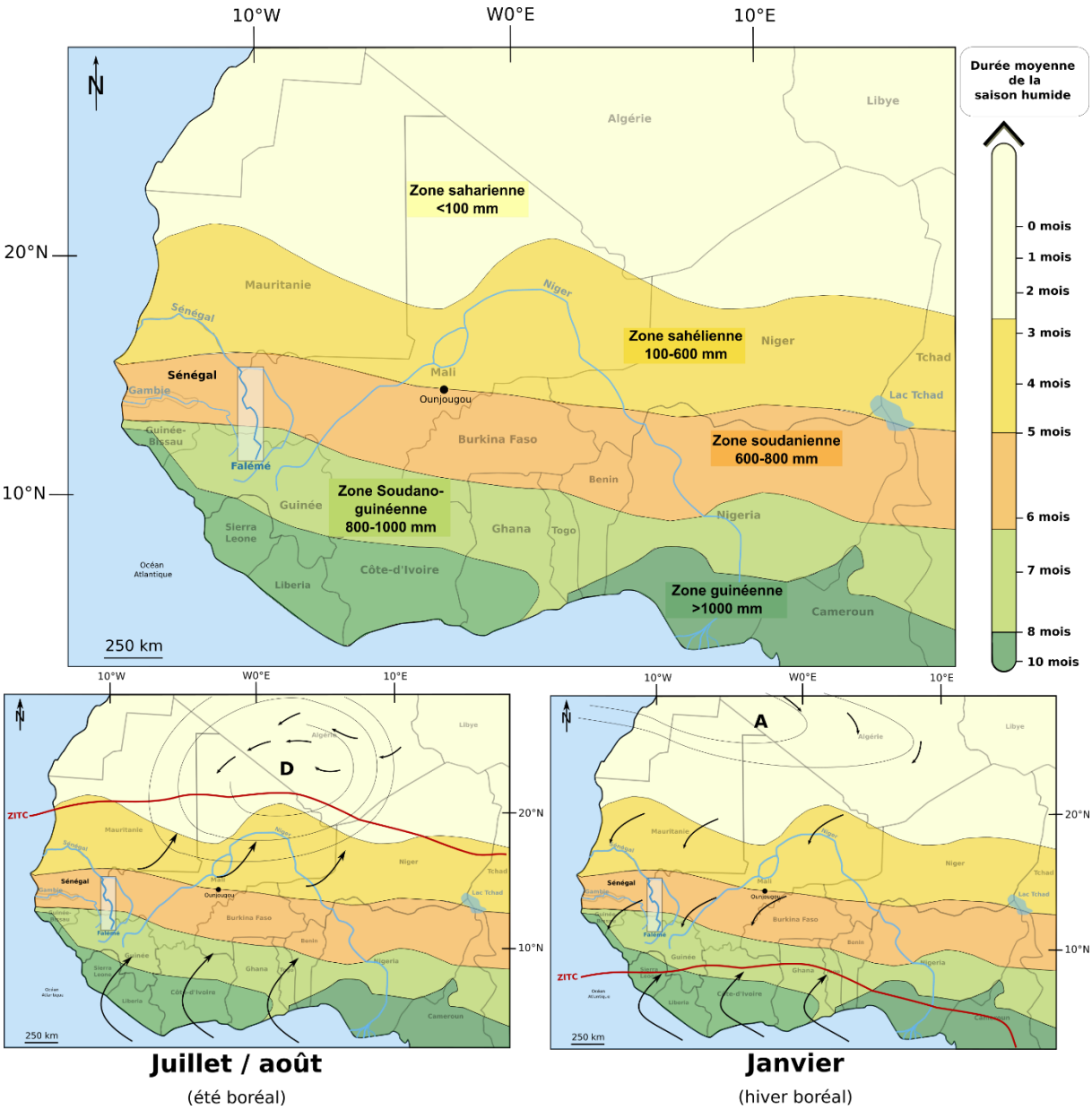


Figure 15: *délimitation des différentes zones bioclimatiques (d'après White, 1983) et relation avec le mouvement méridien de la ZITC et les circulations atmosphériques associées. La diminution des précipitations est liée à la durée moyenne de la saison des pluie. En mm sont exprimés les précipitations annuelles moyennes par domaine*

Le mouvement de cette ligne suit un axe nord-sud selon les saisons :

_ Lors de l'été boréal, la remontée de l'anticyclone de Sainte-Hélène pousse la ZICT vers le nord et la saison des pluies dure d'autant plus que l'on est situé au sud

_ Lors de l'hiver boréal, l'Harmattan souffle du nord-est poussé par l'anticyclone du Sahara, la saison sèche est d'autant plus longue que l'on se situe au nord.

La convergence de ces deux masses d'air provoque une ascendance rapide des masses d'air chaud chargé en humidité, et leur refroidissement brutal provoque la formation de nuages verticaux et de pluies à caractère orageux. Dans notre secteur d'étude, la saison des pluies ou

hivernage dure environ quatre mois (de juillet à octobre) et concentre l'essentiel des précipitations (en moyenne 600 mm/ an selon les enregistrements de la station de Kidira ; (Boyer et al., 2006) (**Figure 16**). La période des hautes eaux s'amorce au mois de juin et culmine vers septembre, tandis que le niveau d'étiage parfois sévère (**Figure 17**) s'affirme à la fin du printemps (à Kidira : débit maximum : 1 805 m^3/s, débit minimum : 0 m^3/s, module : 170 m^3/s) (SIEREM).

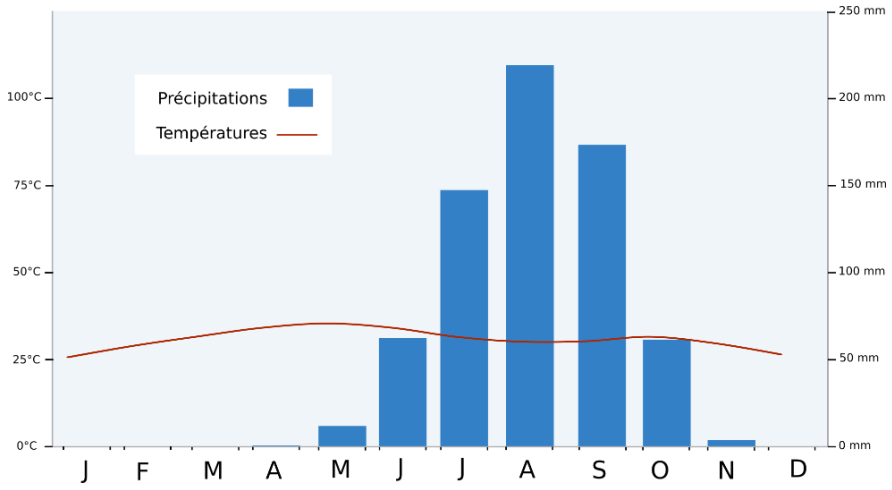


Figure 16: *pluviométrie et température moyenne enregistré à la station de Kidira pour la période 1991-2001*

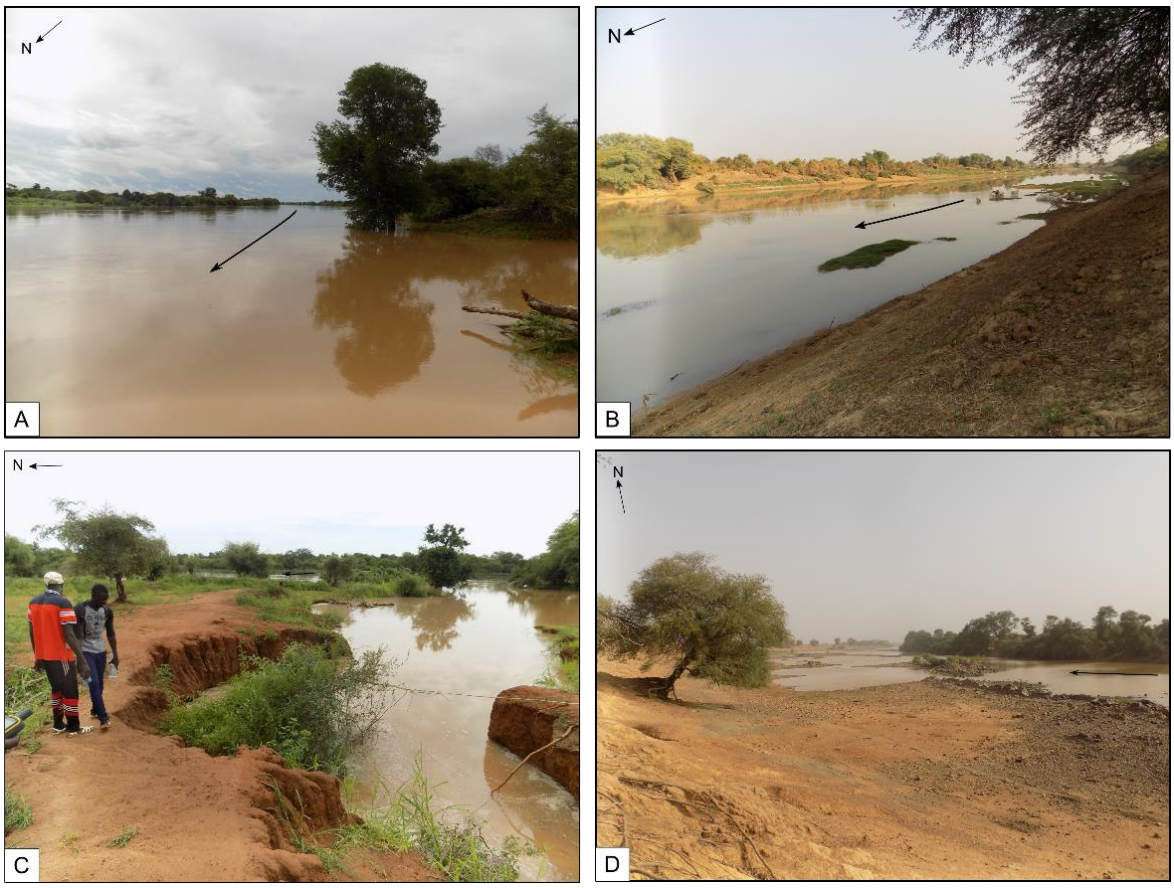


Figure 17: *vallée de la Falémé en condition de hautes eaux (A, C) et proche de son niveau d'étiage (B, D)*

A: niveau d'eau pendant la saison humide au niveau du village de Toumboura (septembre 2018); **B:** niveau d'eau en saison sèche au niveau du village de Toumboura (janvier 2017); **C:** niveau d'eau pendant la saison humide au niveau du campement de Toumboura (septembre 2018); **D:** niveau d'eau pendant la saison sèche vers Missira (mars 2019).

Les sous-sols du bassin versant de la Falémé n'offrent pas de grande capacité de rétention. Les grès du substrat sont considérés comme imperméables et les systèmes aquifères sont réduits à des cuvettes topographiques peu étendues susceptibles de se remplir à l'hivernage. Dans le secteur amont de notre zone d'étude, on peut observer des seuils rocheux barrant la rivière et créant des retenues. Cependant ces derniers sont limités et n'empêchent pas la sévérité des niveaux d'étiage (Rochette, 1974). Une série de ravins latéraux encaissés se remplissent lors de l'hivernage, alimentés par le remplissage de la Falémé ou les ravines qui se forment sur le glacis suite au ruissellement très actif des pluies brutales (**Figure 18**).

Figure 18: *exemple de ravines qui se forment en empruntant les pistes (A) ou sur le glacis(B) et qui alimentent la Falémé (septembre 2018)*

2.2.3 Les paysages végétaux

Le balancement saisonnier décrit ci-dessus conditionne également les paysages végétaux de notre zone d'étude. À l'échelle du bassin versant de la Falémé, les paysages varient fortement en raison de la traversée des différents domaines bioclimatiques et on observe d'amont en aval :

(1) En domaine soudano-guinéen (haute vallée) : avec environ 900 mm de précipitations annuelles, le couvert végétal est dense. Les forêts d'altitude sont regroupées sous le nom de « guinéen foutanien » par Aubréville (Aubréville, 1950) dont la nomenclature pour la flore forestière soudano-guinéenne est encore utilisée aujourd'hui. Les pluies abondantes permettent un développement important du couvert végétal qui protège les sols d'une érosion mécanique importante, activant par ailleurs une érosion chimique notable (Rochette, 1974). Par endroit, la forêt très dégradée ne protège pas les sols qui se fragilisent et s'appauvrissent, et dont les pentes sont intensément ravinées.

(2) En domaine sahélo-soudanien (moyenne et basse vallée) : la forêt claire fait place à une savane plus au nord, en raison de la diminution des précipitations. Des galeries forestières couvrent les berges des cours d'eau ou les dépressions marécageuses. Plus au nord, dans notre zone d'étude, deux espèces arbustives dominent selon la nature du sol : *Acacia Seyal* sur sol argileux et *Combretum sp.* sur sol sableux (Bader et Cauchy, 2013). Les espèces ligneuses sont peu nombreuses et souvent épineuses, comme beaucoup d'essences dans notre secteur, révélant la proximité avec le domaine sahélien. Lors de la saison des pluies, les plantes poussent vivement mais la couverture n'est pas homogène.

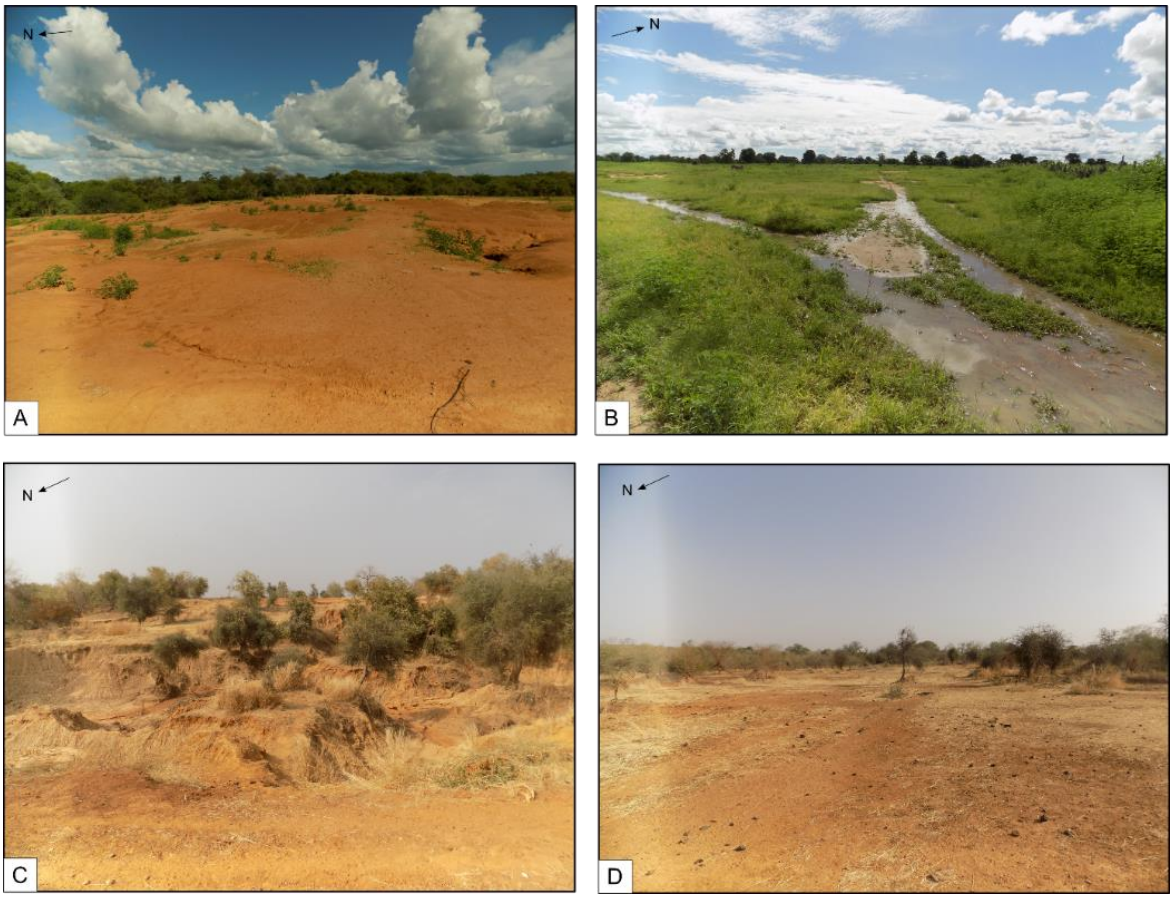


Figure 19: *paysage végétal des glacis qui surplombent la vallée de la Falémé en saison des pluies (A et B) et en saison sèche (C et D)*

A: en amont de Toumboura le glacis proche de la rivière est érodé et raviné par un ruissellement actif (premier plan), le couvert végétal est quasi inexistant (septembre 2018); **B:** entre Toumboura et Sansandé, en un point plus élevé du glacis, une couverture herbacée presque continue se forme, entrecoupée de ravinements qui ruissellent vers la Falémé (septembre 2018); **C:** escarpement du glacis en amont de Toumboura, la strate herbacée est sèche et la strate arbustive épineuse en arrière-plan est clairsemée (février 2019); **D:** en un point élevé du glacis à la saison sèche le sol appauvri par le ruissellement actif n'est couvert d'aucune végétation

Dans notre tronçon d'étude, les paysages végétaux peuvent se classer en deux types qui se répartissent selon la nature du sol et la topographie.

Les glacis : les paysages végétaux des glacis sont à l'image de la « monotonie » de la savane ouest-africaine (**Figure 19**-D). En saison des pluies, les sols très secs et encroûtés sont soumis à une érosion intense. Sur le haut des glacis, lorsque la topographie permet une rétention d'eau, le sol se couvre d'une strate herbacée discontinue (**Figure 19**-B). Dans les légères dépressions topographiques l'eau stockée en quantité plus importante peut créer un écosystème de petite mare dans lequel du riz sauvage (Oryza longistaminata) pousse lors de l'hivernage (**Figure 20**). À proximité du cours principal de la Falémé ou des affluents, la pente plus élevée du glacis entraîne une érosion et un ravinement plus intense. Les sols sont fragilisés et aucune végétation n'est observée. En saison sèche la strate herbacée est sèche et on observe plus nettement encore la strate arbustive éparse, témoins d'une savane dégradée (acacia seyal, combrétacée, baobab).

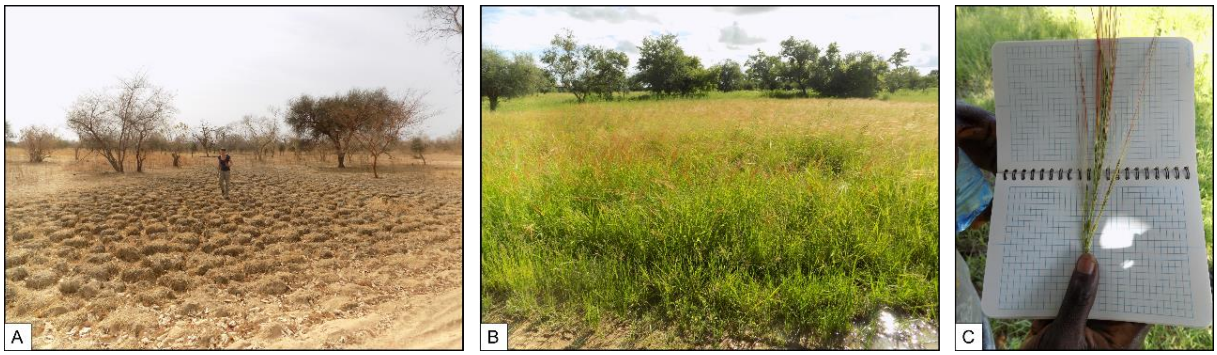


Figure 20: *sur le haut des glacis, des dépressions stockent de l'eau et créent de petites zones marécageuses bien visible sen saison sèche (A) et dans lesquelles poussent du riz sauvage lors de l'hivernage (B et C)*

Les berges et les lobes de méandres : en raison de la proximité avec le cours d'eau, et des sols alluvionnaires, ces espaces portent des paysages végétaux plus riches. On peut distinguer la forêt galerie (Acacia nilotica bien représenté) qui forme un corridor discontinu le long de la Falémé (**Figure 21**-A à C), et les lobes de méandre bien développés comme à Allinguel ou Missira où se développe une forêt galerie relativement dense et étalée. Déjà difficile d'accès en saison sèche en raison de la petite taille des arbres, de leur caractère tortueux et de leurs épines, ces secteurs peuvent être inondés et totalement inaccessibles en saison des pluies.

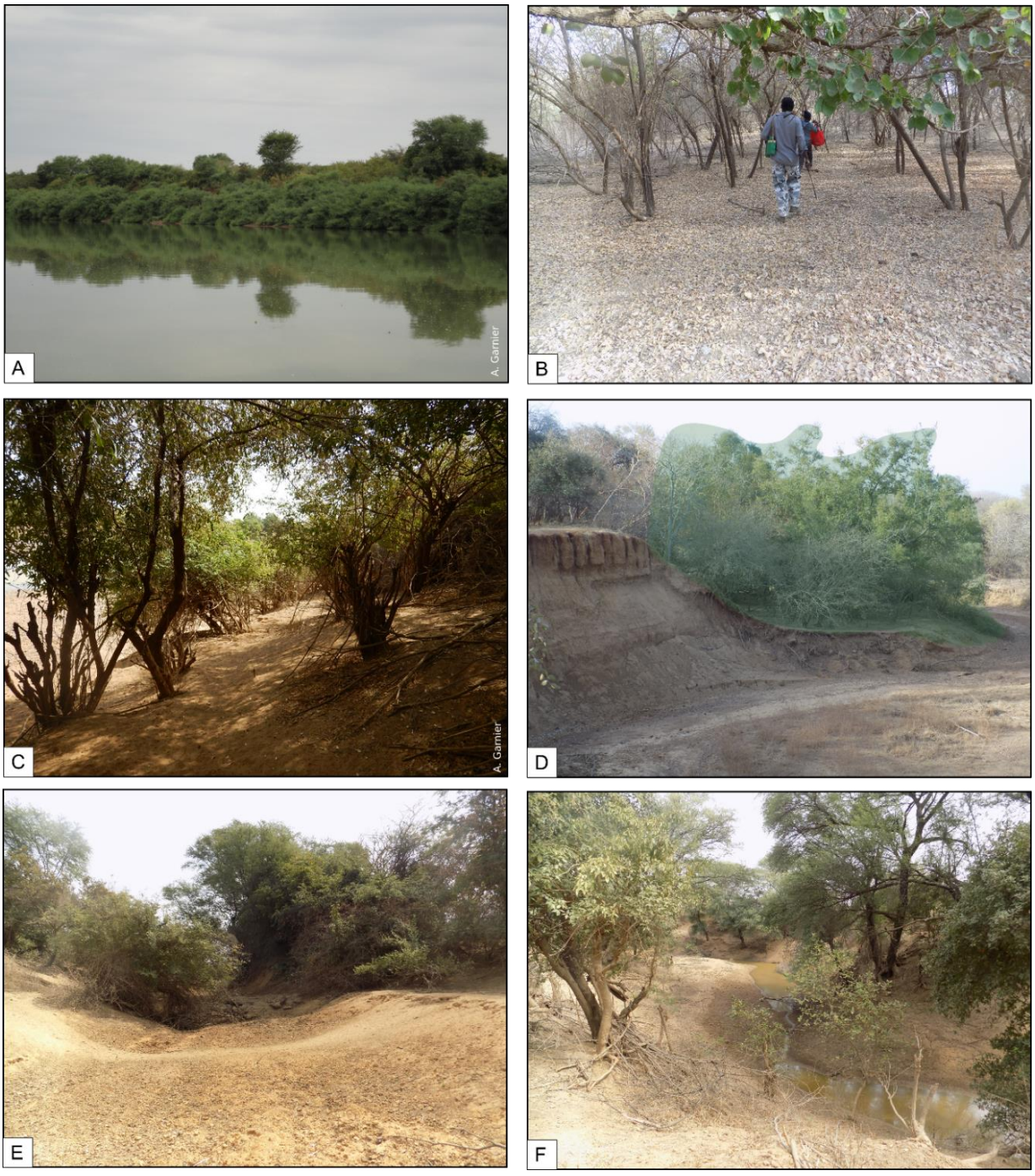


Figure 21 *: paysages végétaux des berges de la Falémé et des lobes de méandre en saison sèche*

A : Goundafa, la forêt galerie bien développée sur les berges s'apparente à une ripisylve (janvier 2014); **B :** lobe de méandre de Missira amont, les arbustes épineux de la forêt galerie compliquent l'accès aux formations de lobe de méandre (mars 2019) ; **C** : lobe de méandre de Misira amont, la forêt galerie peut présenter un couvert plus dense (janvier 2016) ; **D :** ravin de Sansandé, à l'échelle de cet affluent, on observe en coupe la végétation plus dense qui se forme sur un lobe de méandre réduit (février 2017) ; **E** : ravin du Ravin Blanc à proximité de la confluence avec la Falémé, le fond des ravins latéraux est couvert d'une végétation plus développée (mars 2019) ; **F :** ravin du Ravin Blanc à proximité de la confluence avec la Falémé, la présence d'eau résiduelle dans le fond du ravin permet le développement d'une strate arborée même ne saison sèche.

2.3 Occupations, exploitations et pratiques anthropiques : quelle inscription dans les paysages de la Falémé

Notre secteur d'étude est jalonné par cinq principaux villages (**Figure 22**-A). Ils sont essentiellement installés en surplomb de la vallée, sur le glacis principal (**Figure 22** -B) Les dynamiques de peuplement récentes ont été étudiées au travers d'enquêtes lors de la deuxième année du programme de recherche (Huysecom et al., 2013).

Les principales ethnies présentes sont les Soninkés en aval et les Peuls et les Malinkés en amont. On trouve également quelques familles Khassonké, Diakhanté, et Bozo, venues depuis Segou ou Mopti (Mil) et pratiquant la pêche. Les enquêtes ont permis d'établir que les villages actuels se sont installés dans la vallée au XX^{e} siècle principalement pour deux raisons : la recherche de meilleures terres ou d'un meilleur accès à l'eau. Les paysages végétaux décrit ci-dessus ont été fortement transformés par les occupations humaines. Il est possible de lire aujourd'hui l'inscription de ces occupations dans les paysages et de dépasser l'idée de paysages végétaux construits uniquement sur un modèle climatique latitudinal, pour tendre vers l'idée de paysages anthropisés (Ballouche et Neumann, 1995). Leurs principales activités tournent autour d'une économie agro-pastorale. Le balancement saisonnier des activités est à l'image du déplacement de la ZCIT : l'hivernage est une période de travaux importants notamment dans les champs, tandis que la saison sèche est plutôt dédiée au mouvement perpétuel des troupeaux à la recherche d'eau et de nourriture. En se déplaçant dans la région aux deux saisons, on ressent même le regain d'activité et de richesse lié à l'hivernage aux abords des villages. Les habitants sont occupés aux champs, leur accès à l'eau est facilité par la présence de ravines en eau jusque sur le glacis, et les troupeaux en profitent également.

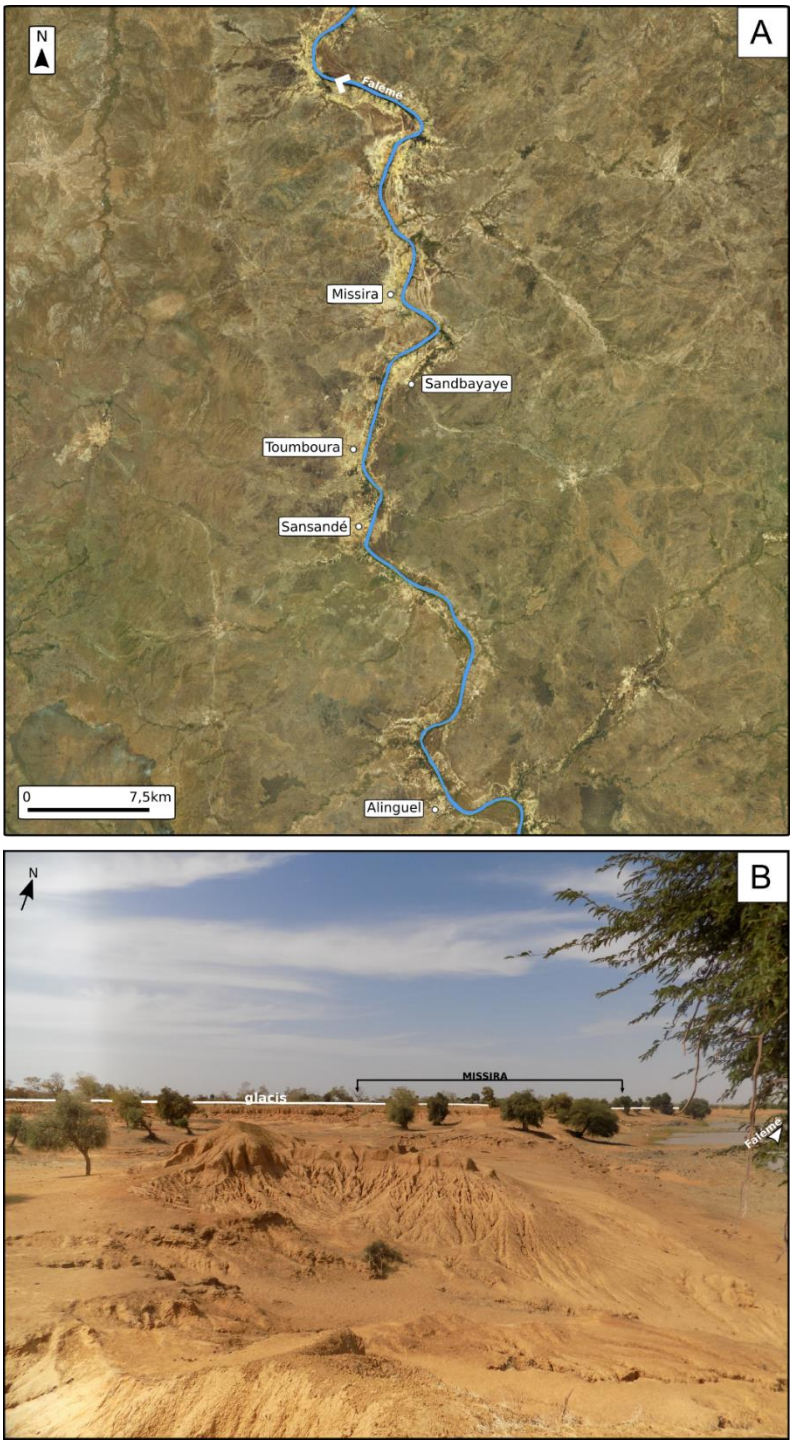


Figure 22: *localisation des cinq principaux villages de notre secteur d'étude (A) et exemple de position du village de Missira, perché sur le glacis principal qui surplombe la vallée (B)*

Lors de l'hivernage, les activités agricoles sont nombreuses et s'étendent sur plusieurs kilomètres autour des villages. De grandes parcelles occupent les glacis lorsque les sols sont suffisamment épais et riches. Les principales variétés cultivées sont le maïs, l'arachide, le mil et le sorgho **(Figure 23)**. Immédiatement après les pluies, l'eau circule sur le haut du glacis et

l'accès pour les cultures, les troupeaux ou les usages quotidiens des habitants des villages est simplifié.

Figure 23: *cultures observées en saison des pluies (septembre 2018)*

A : champ d'arachide ; **B :** champ de maïs le long de la piste qui mène à Toumboura; **C et D:** champ mil le long de la piste qui mène à Toumboura, D : champs de sorgho le long de la piste qui mène à Toumboura

En saison sèche, les activités tournent essentiellement autour du pastoralisme et dans une moindre mesure de la pêche, repliées sur la Falémé, seule source d'eau permanente de la région. (**Figure 24**). Les élevages caprins et bovins ont une incidence directe sur les paysages végétaux. Ces derniers sont notamment marqués par les allers et venues des bêtes sur les berges dont les sédiments fins et sableux, mal sédimentés, s'érodent facilement **(Figure 25)**. Par ailleurs, lors de la saison sèche, la nourriture nécessaire aux troupeaux se fait plus rare et les bergers taillent notamment dans les branches des acacias afin de rendre les branchages accessibles (**Figure 24**-C), dégradant ainsi les paysages de savane.

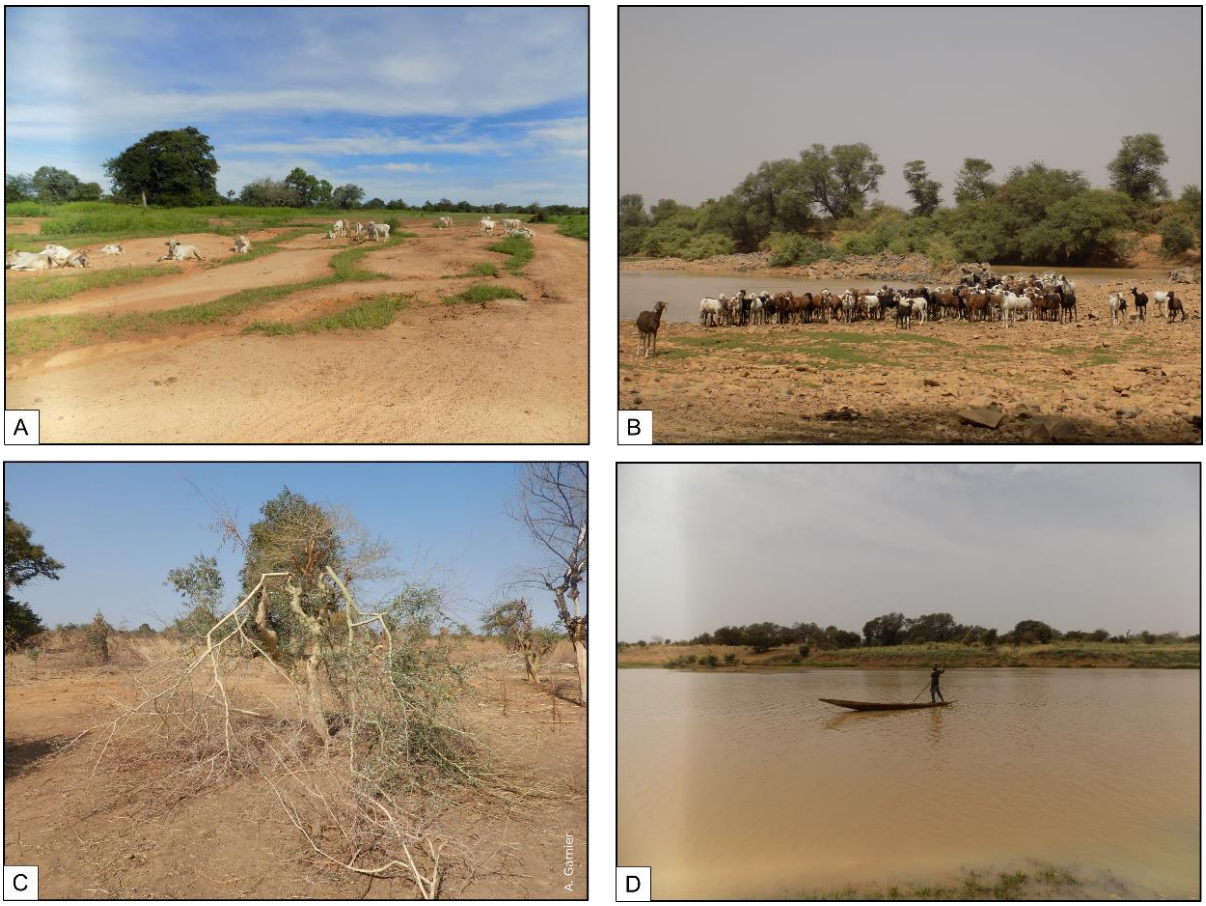


Figure 24: *activités liées au pastoralisme et à la pêche en saison humide (A) et en saison sèche (B à D)*

A: pendant la saison humide, on trouve des troupeaux sur le haut des glacis qui sont drainés par de nombreuses ravines en eaux et une strate herbeuse bien développée (septembre 2018); **B:** en saison sèche les troupeaux sont emmenés plusieurs fois par jour sur les berges de la rivière afin d'accéder à l'eau (mars 2019); **C:** en saison sèche le haut des glacis reste traversé par les troupeaux au dépend des acacias seyal dont les branches sont brisées afin que les bêtes puissent se nourrir (janvier 2017); **D**:la pêche fait partie des activités dans la vallée, elle est limitée à la Falémé en saison sèche et possible dans les affluents pendant la saison humide.

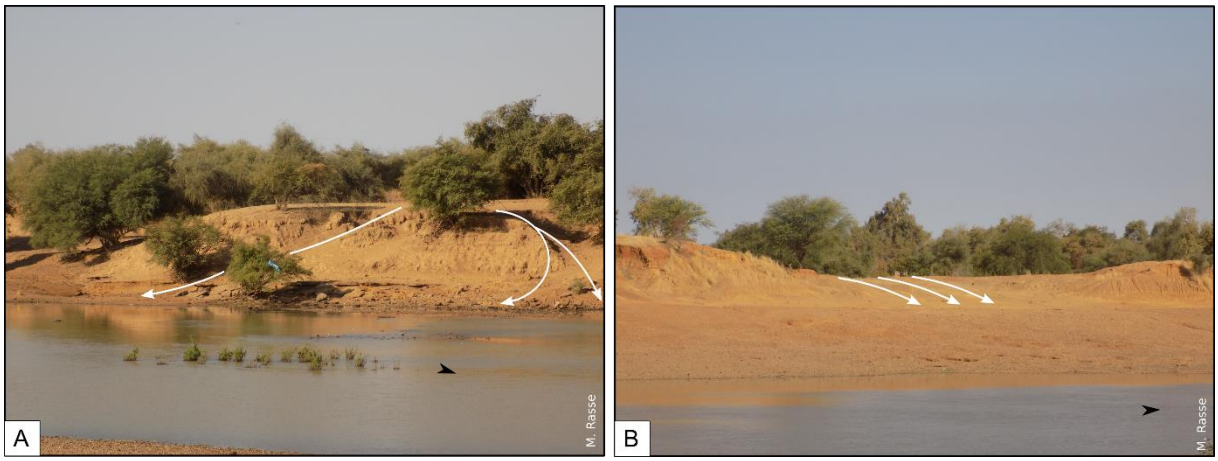


Figure 25*: figures d'érosion des berges sableuses de Sansandé, lorsque la Falémé est proche de son niveau d'étiage (janvier 2017). Les flèches blanches représentent les axes d'érosion.*

Un maraîchage limité est pratiqué sur les alluvions de la basse terrasse de la Falémé, (maïs, tomates, salade) (**Figure 26** - A et B) mais, dans l'ensemble, les terres cultivées pendant l'hivernage sont à nus (**Figure 26** - D) ou portent des stigmates de cultures passées (**Figure 26**- E). Les dernières zones humides comme le fond des affluents à sec de la Falémé sont mises à profit pour des plantations (**Figure 26**– B et C) ou la récolte de plantes sauvages (**Figure 26**- F). Les enquêtes menées auprès des villageois ont révélé l'importance des familles de forgerons dans la région. Cette activité peut également impacter les paysages avec la construction de fours de réduction et la nécessité de les alimenter en bois. Cette activité est par ailleurs liée aux activités d'orpaillage pratiquées dans la Falémé depuis au moins un millénaire (É. Huysecom et al., 2013). Pratiquée à la saison sèche par les femmes équipées d'outils forgés au village et de calebasses (**Figure 27** – A et B), cette activité impacte peu les berges de la Falémé. Cependant elle a connu cette dernière décennie une intensification et les nouvelles pratiques ont plus de conséquences notamment sur la rivière elle-même. Les coupes pratiquées par les jeunes mineurs venus de toute l'Afrique de l'Ouest atteignent plusieurs mètres, et impactent directement les berges du cours d'eau (**Figure 27** – C).

***Figure 26**: paysages végétaux anthropisés observés à la saison sèche*

A: au 1er plan jardin perché sur les alluvions de la basse terrasse de la Falémé (janvier 2017); **B:** jardin qui optimise la basse terrasse de la Falémé mais également le fond encore humide du ravin adjacent (mars 2019); **C:** culture de tabac dans le fond d'un ravin latéral encore humide (mars 2019); **D:** la basse terrasse de la Falémé qui garde les marqueurs d'une mise en culture récente mais laissée à l'abandon (mars 2019); **E:** vestige d'une culture de manioc perchée sur le glacis (mars 2019); **F:** ricin sauvage.

Figure 27: *différentes pratiques d'orpaillage dans les alluvions aurifères de la Falémé*

A: trou d'orpailleuse au niveau de Sansandé (janvier 2017); **B:** calebasse permettant de laver les alluvions (janvier 2017); **C:** coupe réalisée dans la basse terrasse de la Falémé au niveau de Goundafa, dans le but de trouver des alluvions aurifères (mars 2019)

La saison sèche est également la saison de feu de brousse d'origine naturelle ou anthropique (**Figure 28**). Observés particulièrement en janvier et février (Bocoum, 2019), ces feux peuvent être déclenchés à des fins agro-pastorales. Ils permettent soit de défricher rapidement une terre, soit de dégager une végétation trop dense qui d'un côté ne permet pas le passage des troupeaux, et de l'autre, présente un réel danger pour les bergers et les bêtes.

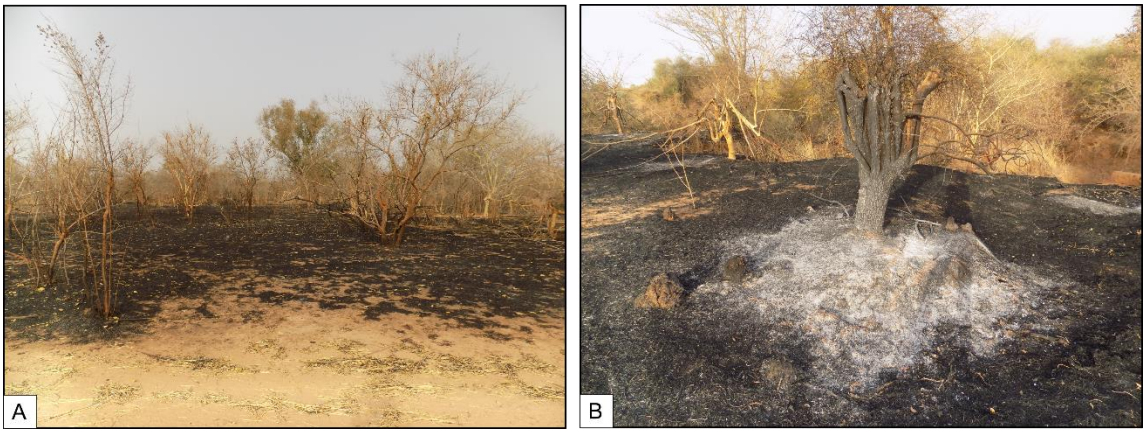


Figure 28: *feu de brousse observé en février 2017 sur la rive droite de la Falémé en face du campement de Toumboura*

Chapitre 3

3 État des connaissances sur l'histoire environnementale et humaine dans la vallée de la Falémé et sa région

L'étude des paléoenvironnements de la vallée de la Falémé s'inscrit dans la continuité de recherches amorcées au XXe siècle. Une synthèse de l'état des connaissances nous permettra de poser le cadre chronostratigraphique général. Un premier temps sera consacré à une présentation de l'évolution de la compréhension des formations sédimentaires de la vallée de la Falémé depuis les premières études au XXe siècle, pour ensuite présenter la première synthèse chronostratigraphique élaborée dans le cadre du programme de recherche Chercha. Enfin nous évoquerons, associée à ce premier cadre chronostratigraphique, la séquence chrono-culturelle Pléistocène supérieure et Holocène, premier résultat des fouilles archéologiques menées dans la vallée.

3.1 Chronostratigraphie générale de la Falémé

3.1.1 Chronologie de l'étude et de la compréhension des formes dans la vallée de la Falémé

La vallée de la Falémé a attiré dès le XX^{e} siècle des géologues, hydrologues et archéologues. Plusieurs travaux ont synthétisé ces recherches et nous retiendrons ici la monographie géomorphologique de Pierre Michel qui propose un premier modèle d'évolution environnementale de la vallée depuis 400 millions d'années (Michel, 1973). Son étude des bassins des fleuves Gambie et Sénégal constitue encore aujourd'hui une référence pour l'établissement du cadre chronostratigraphique.

Le modèle d'évolution proposé couvre la période de l'Ère Secondaire jusqu'à aujourd'hui. Trois principales formations sont distinguées et analysées séparément :

A/ Les surfaces d'aplanissement

B/ Les formations de glacis et leurs terrasses associées

C/ Les remblaiements récents

Pour chacune de ces formations, une étude du processus de façonnement et du matériel sédimentaire est réalisée. Les principaux processus observés ont été identifiés et nommés dès 1942 par Yves Urvoy dans son mémoire de géomorphologie sur les bassins du Niger (Urvoy, 1942). Pour chacun de ces processus, Pierre Michel a tenté de comprendre les mécanismes et les facteurs mis en jeu. Le schéma général proposé concernant l'évolution des bassins versants est basé sur deux phases successives :

(1) Des périodes « d'équilibre dynamique » et de stabilité apparente. Pendant ces phases, l'altération biochimique des roches profondes domine pendant que les formations meubles de surface se cuirassent. Le climat est tropical humide.

(2) Des périodes de « rupture d'équilibre ». Les changements sont interprétés comme rapides, et parfois brutaux. Pendant ces phases, l'érosion mécanique linéaire ou aréale domine dans les régions élevées, tandis que le remblaiement est actif dans les parties basses. Le climat est tropical sec.

Les trois formations principales que nous allons décrire par la suite résultent des processus liés à une de ces phases, ou à leur succession.

A / Les vieilles surfaces d'aplanissement : au nombre de trois (**Figure 29**), ces vieilles surfaces caractérisées par une topographie plane ou légèrement ondulée et un rebord escarpé, ont été largement érodées malgré leur couverture latéritique. Elles ne concernent pas notre zone

d'étude directement mais plutôt la haute vallée du bassin versant du Sénégal, dans le Fouta Djalon et le plateau Mandingue méridional.

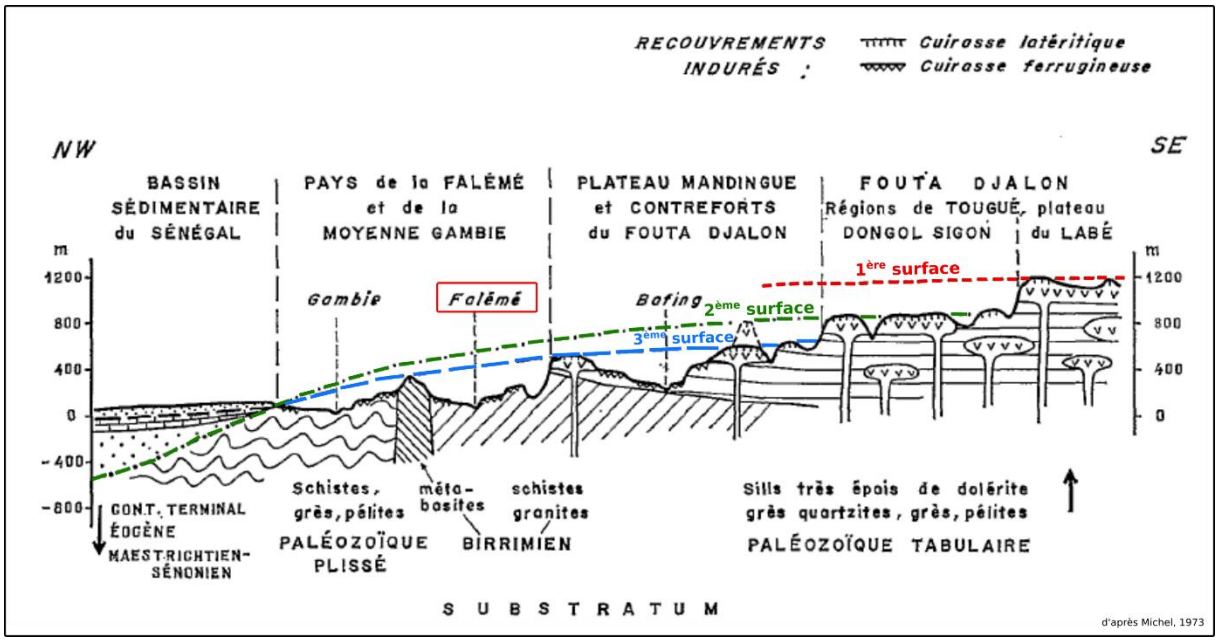


Figure 29: *coupe schématique du relief des hauts bassins portant des lambeaux cuirassés de vieilles surfaces d'aplanissement (en rouge, vert et bleu)*

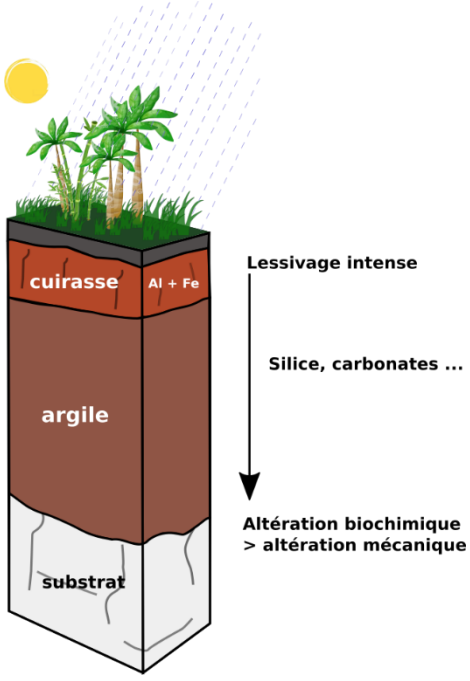


Figure 30: *processus de formation d'une cuirasse latéritique en milieu tropical humide (d'après „une introduction aux processus sédimentaires" de l'Université de Liège)*

B/ Les glacis et terrasses anciennes sont des formations reconnues à l'échelle de toute l'Afrique Tropicale au nord de l'Equateur. Leur formation remonte au Quaternaire ancien et moyen (Michel, 1973). Les trois glacis d'érosion et leur terrasse associée présents dans notre zone sont appelés haut, moyen et bas glacis. Le haut et le moyen glacis sont recouverts d'une cuirasse ferrugineuse à texture gravillonnaire ou conglomératique, qui diffèrent des cuirasses latéritiques des surfaces d'aplanissement par leur faciès et leur nature chimique (Michel, 1973) **(Figure 30)**. Le bas glacis en revanche n'est que très localement cuirassé. Ces trois glacis s'ordonnent en fonction du réseau hydrographique. Leur pente douce est inclinée vers les rivières et à proximité du lit majeur, le raccord se fait parfois avec des dépôts de galets et de graviers cimentés par une matrice sablo-argileuse rouge. Ces alluvions constituent une série de terrasses associées aux glacis, ce sont les fameux « graviers sous berges » (Gsb) de Pierre Michel. Le remplissage sédimentaire de ces terrasses a fait l'objet d'une étude lithologique questionnant la provenance longitudinale ou latérale des apports sédimentaires. Pierre Michel

a mis en lumière l'importante compétence de la Falémé lors des phases de transport de ces galets de 5 à 10 cm, dont la composition gréseuse témoigne de leur provenance des contreforts septentrionaux du Fouta Djalon, soit plus de 350 km en amont des dépôts analysés. Selon l'auteur, cette compétence élevée indique un fonctionnement irrégulier et brutal de l'ensemble du cours d'eau, s'apparentant un oued. Les glacis et leurs terrasses associées se seraient donc formés selon les phases successives suivantes :

(1) Une longue période de climat tropical humide corrélée à une stabilité tectonique engendre une érosion biochimique forte

(2) L'évolution du climat vers un type tropical sec corrélée à un soulèvement épirogénique provoque l'augmentation de l'érosion mécanique qui prend le pas sur l'érosion chimique. Des processus d'incision et de morcèlement sont en cours.

(3) L'évolution se poursuit vers un climat semi-aride et les pluies irrégulières, brutales et fortes augmentent l'érosion en amont et le transport de nappes de galets déplacés rapidement sur de longues distances.

(4) Le climat redevient progressivement humide et des processus d'induration des sols par les oxydes de fers concentrés dans le haut des profils s'enclenchent.

Si, pour les périodes les plus anciennes, la résolution du cadre chronostratigraphique proposé par Pierre Michel est relativement bonne, ses datations pour les formations du Quaternaire récent sont fragiles. La formation du **haut glacis** est estimée à 1 million d'années à partir de la datation Argon/Potassium des retombées d'une éruption volcanique dans la presqu'île du Cap Vert. Le **moyen glacis** témoignerait d'une longue période humide et pourrait avoir été édifié au Paléolithique inférieur, au moment de l'Acheuléen moyen (800 ka à 600 ka BP). L'édification du **bas glacis** se serait amorcée au début de la dernière régression du Würm ancien (environ 60-50 ka BP).

C/ Les remblaiements récents : lors de la dernière glaciation, l'évolution du climat vers la sécheresse entraîne une dynamique d'incision dans le bas glacis. Les nappes de galets sont en partie reprise et on retrouve ces « Gsb » aujourd'hui, plus ou moins cimentés, à l'affleurement dans le fond du lit de la Falémé à l'étiage. Le modèle d'évolution environnementale au Quaternaire est proposé ainsi par Pierre Michel :

(1) Des périodes sèches plus longues contribuent à l'érosion, au transport et au dépôt d'un matériel fin sablo-argileux.

(2) Dans les périodes humides, les pluies abondantes entraînent un lessivage des profils et leur concrétionnement.

Deux périodes sèches sont individualisées. À l'« Ogolien » (expression utilisée au XXe siècle pour désigner le pléniglaciaire), un important dépôt argilo-sableux constitue le **1er remblaiement**, une terrasse qui borde directement le lit des cours d'eau et qu'on observe particulièrement dans la basse Falémé. Autour de 7 000 cal. BP, une pulsation sèche aurait été à l'origine du **2nd remblaiement**, emboîté dans le premier et constitué d'un matériel mieux trié. Malgré cette pulsation sèche, l'Optimum humide africain (jusque 5 000 BP environ) s'installe et le lessivage des profils de sol entraîne un concrétionnement des remblais sablo-argileux. Les formations les plus récentes analysées par Pierre Michel sont d'importants **bourrelets de berges** appelés « levées Nouakchottiennes ». Ces accumulations auraient pour origine l'importante transgression marine, à son maximum d'extension vers 5 000 BP et particulièrement spectaculaire à l'embouchure du Sénégal où elle atteint Bogué, une ville située à 230 km de la ligne de rivage actuelle (Daveau, 1970 ; Michel, 1973; Vernet et Tous, 2004). Les environnements de la basse vallée du Sénégal sont constitués alors de vastes rias, lagunes, baies, golfes ou vasières.

Deux chercheurs se sont intéressés dans les années 80 aux formations du Quaternaire récent dans la vallée de la Falémé : B. Duboscq (IFAN, département de géologie) et A. Camara (IFAN, département de préhistoire et de protohistoire). Trois niveaux de terrasses étagées le long de la Falémé, reliées chacune à un matériel lithique spécifique ont été prospectées. Des datations ont été proposées pour chacune des terrasses (Camara et Duboscq, 1984 ; Duboscq et Camara, 1987 ; Camara et Duboscq, 1990). Elles ont été établies en corrélant les niveaux de terrasses avec les successions glaciaires/interglaciaires étudiées dans les carottes océaniques dont les prélèvements ont été effectués au large des côtes Mauritaniennes. **Le niveau de terrasse le plus ancien** est daté autour de 350-300 ka (stade isotopique 9). Le peu de matériel retrouvé en stratigraphie ne désigne pas d'industrie précise. **Le second niveau de terrasse** est daté autour de 250-71 ka (stade isotopique 7 à 5). Entre la plus haute terrasse et ce niveau intermédiaire, des assemblages renvoyant à l'Acheuléen ont été retrouvés hors stratigraphie. Le dernier niveau de terrasse est daté autour de 58 à 15 ka (stade isotopique 3 et 2), le matériel découvert fait référence à une industrie Acheuléenne finale ou évoluée.

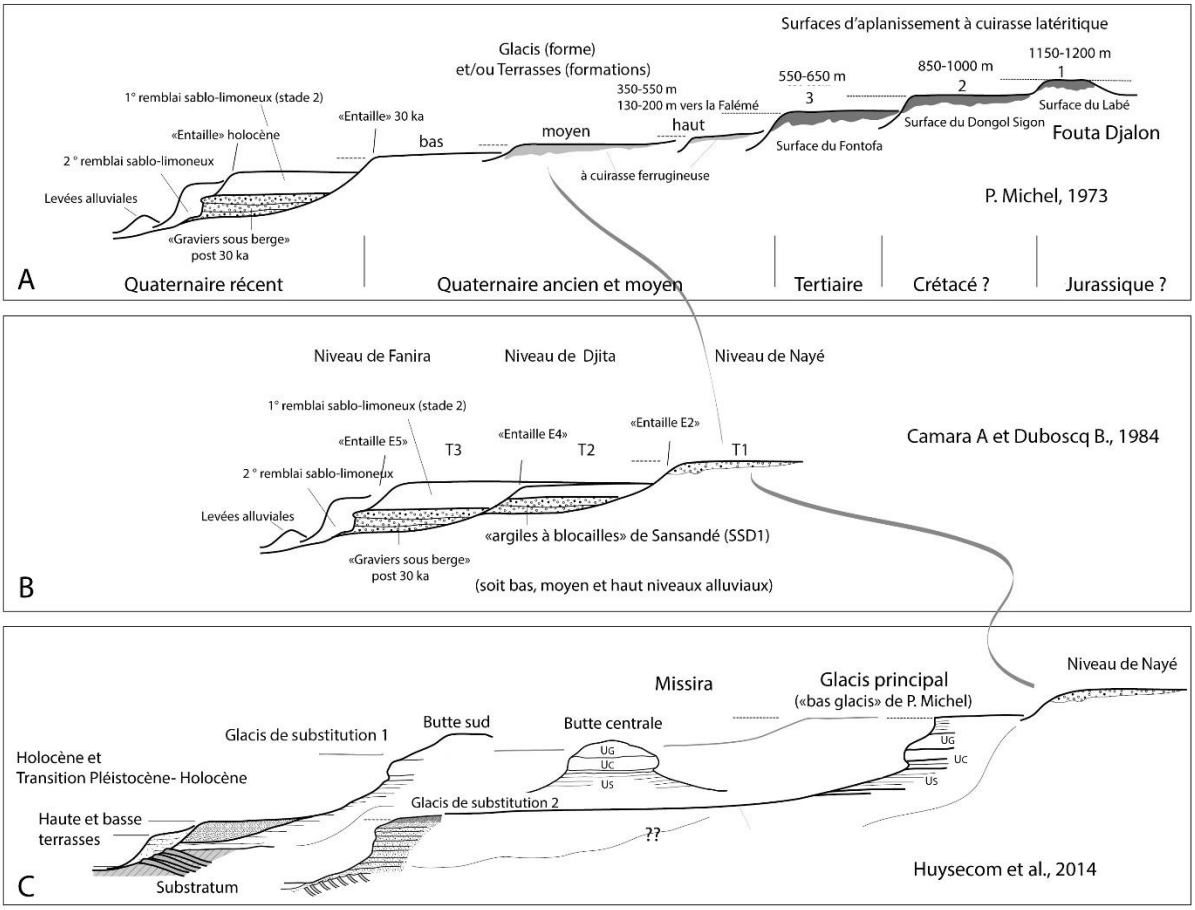


Figure 31: *évolution des conceptions de la stratigraphie des formations de la Falémé depuis la première lecture de Pierre Michel en 1973 à la compréhension de l'équipe de Chercha en 2014 (d'après Rasse et al., 2020)*

A : P. Michel , 1973 ; **B :** Camara et Duboscq, 1984 ; **C :** Huysecom et al., 2014

La grande synthèse de Pierre Michel et les tentatives de datations des niveaux de terrasses récents de la Falémé, offrent un premier cadre chronostratigraphique. Cependant, la synthèse dressée ci-dessus met en lumière certains manques. D'ordre chronologique tout d'abord, une dissymétrie s'observe entre les résultats obtenus pour la chronologie du Quaternaire ancien et le Quaternaire récent. De l'aveu même de Pierre Michel, « La chronologie du Quaternaire ancien et moyen est encore très imprécise dans l'état actuel des recherches ». La question de la datation est une problématique récurrente dans notre secteur d'étude (infra. Partie II, chapitre 5), tant pour les paléoenvironnementalistes que les archéologues, comme en témoigne la fragilité des datations des trois niveaux de terrasse par A. Camara et B. Duboscq. Ces fragilités s'illustrent dans la **Figure 31** élaborée par M. Rasse (Rasse et al., 2020). Trois coupes synthétiques présentent les conceptions de la stratigraphie des formations de la vallée de la Falémé depuis 1973. La première synthèse stratigraphique élaborée par les chercheurs.euses de Chercha a permis de fixer une nomenclature en tenant compte des études antérieures. Ainsi 3 éléments principaux diffèrent :

(1) Le « bas glacis » de Pierre Michel est le premier niveau topographique observable directement dans notre secteur. Il correspond au niveau T1 de A. Camara et B. Duboscq. Dans notre étude, il correspond au « glacis principal ».

(2) Le « glacis moyen à cuirasse ferrugineuse » qui surplombe le bas glacis selon P. Michel correspond à un niveau topographique non représenté dans notre zone d'étude. Il correspond au « Niveau de Nayé » de A. Camara et B. Duboscq, un glacis cuirassé qui s'observe plus au nord de notre secteur

(3) Dans les conceptions de P. Michel et de A. Camara et B. Duboscq, le « premier remblais sablo-limoneux » et les « graviers sous berges » sont assimilés à une même forme et par extension à une même formation attribuée au Quaternaire récent. Cette confusion forme/formation constitue un point de départ pour réfléchir à nouveau ces synthèses chronostratigraphiques. Les « graviers sous berges » sont constitués de galets pluricentimétriques pris dans une matrice gravelo-sableuse ocre et très indurée. Cette induration a permis une relative conservation de ce dépôt sous forme d'une banquette le long de la Falémé. Au-delà d'être le dépôt sédimentaire constitué des sédiments les plus grossiers observés dans la vallée, témoignant ainsi d'un ou plusieurs épisodes climatiques très particuliers, des dates OSL ont estimé la date de ces dépôts autour du stade isotopiques 5-4. Il pourrait donc s'agir de plusieurs épisodes très énergiques anciens, qui forment un socle pour les remblais sablo-limoneux du Quaternaire récent dans lesquels sont venus se former des niveaux de terrasses alluviales bien dessinés.

Par ailleurs, si l'étude concerne l'ensemble des bassins fluviaux, l'étude des cours principaux de la Gambie et du Sénégal sont préférentiellement étudiés au profit de l'étude des grands cycles climatiques glaciaires et interglaciaires. Se tourner vers des bassins versants plus réduits offre des possibilités pour travailler la question des changements climatiques à des résolutions plus fines, ce qui a toute son importance pour le Quaternaire pendant lequel l'instabilité climatique est importante. Les études menées au Mali sur le Yamé sont venues palier à ces manques. Le modèle d'évolution des environnements et des sociétés constitue notre référence la plus complète à ce jour en termes d'étude paléoenvironnementale d'un hydrosystème ouest Africain (Lespez et al., 2008).

3.1.2 Première synthèse chronostratigraphique générale

Les premières études paléoenvironnementales des équipes de Chercha dans la zone sont basées sur des analyses géomorphologiques de terrain. Un premier cadre chronostratigraphique s'est construit à partir de la lecture stratigraphique de terrain et des premiers modèles établis au XX^{e} siècle.

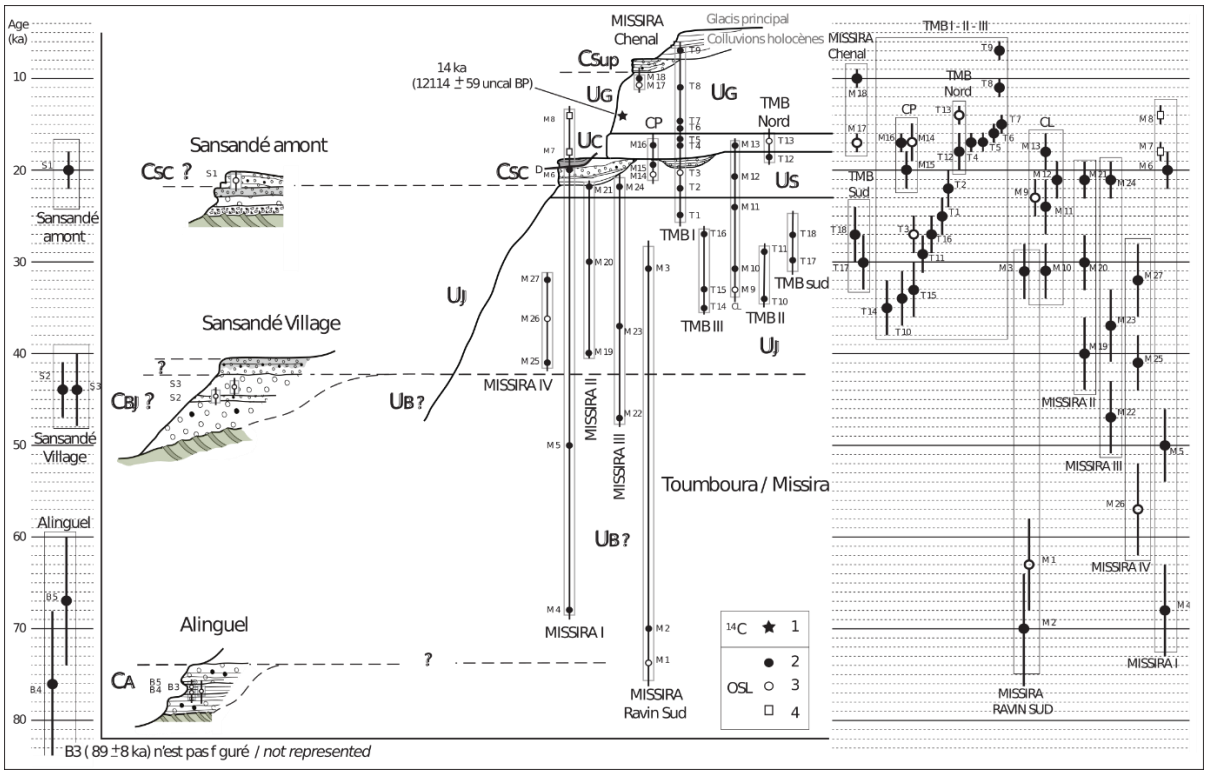


Figure 32: *stratigraphie de synthèse d'après Rasse et al., 2020*

1 : *datation radiocarbone ;* ***2 :*** *datation OSL ;* ***3 :*** *datation OSL incompatible avec l'analyse stratigraphique ;* ***4 :*** *datation de sédiment non en place stratigraphiquement (au-dessus de la discordance de Missira I). Sur ce schéma, ce n'est pas l'épaisseur stratigraphique qui est représentée mais l'intervalle chronologique favorable au dépôt de chaque formation (Rasse et al., 2020)*

Les résultats sont présentés sous forme d'une coupe stratigraphique de référence (Rasse et al., 2020) (**Figure 32**). Ce premier cadre chronostratigraphique nous permet de comprendre les dynamiques d'organisation stratigraphique qui couvre la période 80-5 ka. L'étude de l'holocène fait partie des problématiques de recherches développées dans ce manuscrit et a déjà fait l'objet d'un article à partir de l'étude d'un affluent de la Falémé (Davidoux et al., 2018).

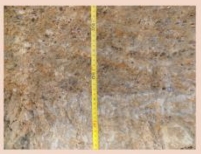
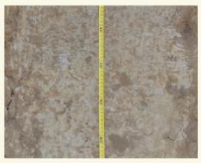
Nomemclature	Nom complet	Chronologie associée (ka BP)	Lithofaciès	
C_{SUP}	Chenal supérieur	9 ka		Matériel grossier très induré de couleur rouge / rouille
U_G	Unité grise	16.5 - 9 ka		Limons gris Missira : présence de nodules pédologiques blanchâtres pluricentimétriques
U_C	Unité compacte	18 - 16.5 ka		Limons très compacts Tâches grise-ocre Concrétions ferrugineuses Pisolithes noirs
C_{SC}	Chenal intercalé entre unité stratifiée et unité compacte	18 ka		Matériel grossier très induré de couleur rouge / rouille
U_S	Unité stratifiée	24/23 - 18 ka		Alternance stratifiée de limons fins et de sables ocre Unité rouge
U_J	Unité jaune	50 - 24/23 ka		Limons jaunes très homogènes
C_{BJ} ?	Chenal intercalé entre U_B et unité jaune	MIS 3	/	Galets pluridécimétriques pris dans une matrice gravelo-sableuse très indurée de couleur rouge / rouille
U_B ?	Unité blanche	MIS 3	/	Limons jaunes très homogènes Variation de U_J?
C_A	Anciennement C_{AG} chenal alluvions grossières	MIS 5 MIS 4		Galets pluridécimétriques pris dans une matrice gravelo-sableuse très indurée de couleur rouge / rouille

***Figure 33**: synthèse des faciès sédimentaires pléistocènes*

Neuf unités sédimentaires principales ont été identifiées (**Figure 33**), et regroupées en deux principaux faciès : des sédiments fins limoneux ou limono-sableux qui rappellent l'abondant matériel fin d'Ounjougou d'origine éolienne. Ils sont notés **U** dans la nomenclature (U_B, U_J, U_C, U_G). Un autre faciès est constitué de graviers à pisolithes, pris dans une matrice de sables rouge plus ou moins cimentée. Ces niveaux de chenaux sont annotés **C** (C_A, C_{BJ}, C_{SC}, C_{SUP}). Ils témoignent d'une activité hydrologique très différente dont la signification paléoclimatique reste à questionner.

L'unité C_A anciennement C_{AG} (« graviers sous berges » de P. Michel, 1973) est l'unité sédimentaire constituée des sédiments les plus grossiers observés dans notre secteur d'étude. Elle est particulièrement bien développée dans le secteur de Sansandé et d'Alinguel ou elle atteint plus de 3 m de puissance (**Figure 34**). Plusieurs datations OSL ont été réalisées dans cette unité et les dates estimées présentent une large fourchette, entre 100 et 60 ka BP. On estime donc que ces dépôts témoignent de dynamiques des stades isotopiques 4 et 5, sans équivalent depuis le Pléistocène récent.

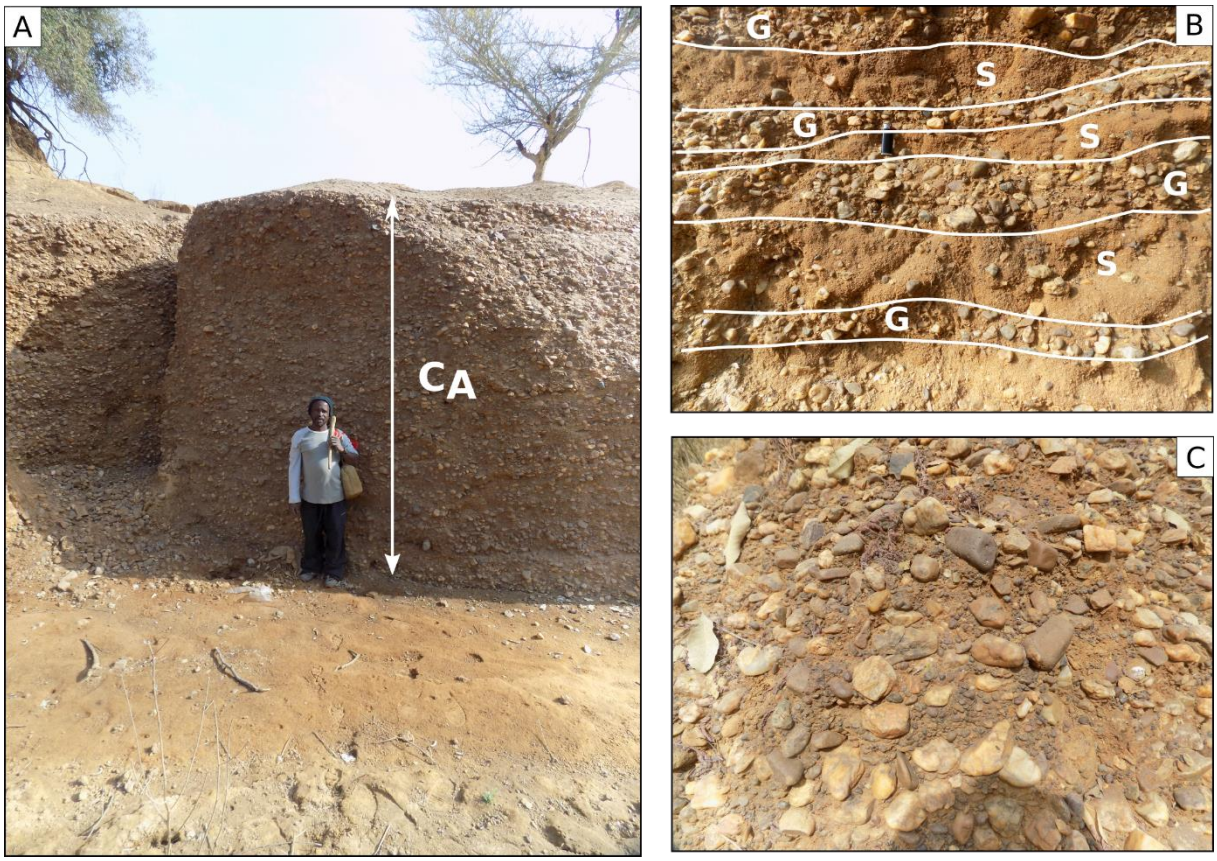


Figure 34: *Faciès C_A observé dans les ravinements entre le village de Sansandé et la vallée de la Falémé*

A : illustration de la puissance de l'unité C_A dans les ravinements de Sansandé ; **B et C :** variation du faciès de l'unité sédimentaire C_A avec en générale à la base **(C)** des galets décimétriques mélangés dans une matrice gravelo-sableuse ocre et au sommet de cette unité **(B)**, en s'éloignant du cours actuel de la Falémé, une alternance de sables (S) et de ces même galets (G) observés à la base de l'unité.

Les unités U_B et C_{BJ} sont relativement mal caractérisées et contraintes dans la vallée de la Falémé. Intégrées à la nomenclature générale dans les premières années du programme de recherche, leur singularité en tant qu'unité sédimentaire distincte sera rediscutée lors de la présentation des résultats.

L'unité U_J est composée de limons jaunes homogènes. Elle atteint une épaisseur de 5-6 m dans le secteur de Missira mais son épaisseur est variable dans la vallée. Le contact avec le niveau sous-jacent est souvent difficile à discerner excepté lorsqu'elle repose directement sur le substratum. Elle est datée entre 50 et 24-23 ka .

L'unité U_S s'observe très nettement à Toumboura (1,5 m d'épaisseur), Missira et Sansandé (environ 6 m d'épaisseur). De couleur rouge, elle est caractérisée par une fine stratification horizontale de limons fins qui alternent avec des lits de sables ocres. La partie supérieure (**U_{SSUP}**) est plus compacte. Elle est datée entre 24-23 ka et 18ka. Une autre variation de faciès a été observée dans les ravinements de Missira et nommée **U_{SR}**. Elle est caractérisée par une coloration ocre à liseré rouge dont le pendage rappel des figures éoliennes. Elle est datée à 22 ka BP environ. Les résultats des analyses de cette sous-unité seront présentés dans la Partie III.

L'unité C_{SC} est constituée d'un matériel grossier très induré, elle s'encaisse dans la formation **U_S** et est datée autour de 18 ka. Cette unité témoigne d'une réactivation alluviale puissante.

L'unité U_C est épaisse d'1 m en moyenne. Elle est constituée de limons très compacts datés entre 18 et 16,5 ka.

L'unité U_G semble recouvrir toutes les formations antérieures. Datée entre 16,5 et 9 ka, elle est constituée de limons gris. À Missira et à Sansandé, cette unité contient des nodules pédologiques blanchâtres qui atteignent 1 à 3 cm de diamètre.

L'unité C_{SUP} recouvre l'unité **U_G** à Missira et à proximité du village de Toumboura, sous une forme très démantelée. Ce dernier niveau de chenal témoigne d'une décharge grossière, remobilisant les éléments grossiers issus des glacis indurés. Il est daté autour de 9 ka.

Les enregistrements sédimentaires de la vallée de la Falémé couvrent bien une bonne partie du dernier cycle climatique, du MIS5 à l'Holocène. Ils comblent notamment un important hiatus observé dans les alluvions du Yamé : le stade isotopique 2. Cette première étude témoigne de la richesse des enregistrements pour la période MIS3 et MIS2, période très peu représentée en Afrique de l'Ouest en général.

3.2 État des recherches archéologiques

3.2.1 Aperçu de l'état des recherches archéologiques en Afrique de l'Ouest

***Figure 35**: sites archéologiques cités dans la synthèse de Chevrier et al., 2018*
A : principaux cours d'eau ; **B :** sites archéologiques

La répartition des recherches archéologiques en Afrique connait également de fortes disparités à l'échelle du continent et de l'Afrique de l'Ouest **(Figure 35**). Sommairement, à l'échelle du continent, elles suivent les disparités décrites pour les recherches paléoenvironnementales : une concentration des recherches en Afrique de l'est est flagrante (B. Chevrier et al., 2018). À l'inverse, l'Afrique de l'Ouest compte parmi les oubliées à la fois en terme de nombre de sites fouillés, mais également d'intégration dans les modèles d'apparition et de diffusion de l'espèce humaine ou de migrations au sens large (B. Chevrier et al., 2018). Parmi les 7 sites exploités (sans compter les études sur le Yamé et la Falémé) dans la synthèse de B .Chevrier et al., (2018)

concernant le Paléolithique ouest africain, aucun ne présente un cadre chronostatigraphique solide. De nombreuses études datant du XIX^{e} et XX^{e} siècle reposent sur des ramassages de surfaces et peu d'études attestent de sites en stratigraphie. Par ailleurs, les datations radiocarbones complexes à obtenir en raison de la destruction quasi systématique de la matière organique dans les sols, ne permettent pas de remonter au-delà de 50 000 ans. Les sites couvrent donc de manière discontinue une période de 40 000 ans, à cheval sur les stades isotopiques 3 et 2. Les hiatus sont nombreux et plusieurs occupations ne sont datées que par « date plafond » (*terminus ante quem*). Malgré tout, des ensembles techno-culturels ont été caractérisés et ont permis de définir trois grandes phases témoignant d'évolutions techno-culturelles en Afrique : Early Stone Age, Middle Stone Age et Late Stone Age (**Tableau 1**).

Âges préhistoriques africains	Corrélation au modèle européen	Âges (ans)
Early Stone Age (ESA)	Paléolithique inférieur	800 000 - 300 000
Premier intermédiaire	Paléolithique moyen	300 000 - 40 000
Middle Stone Age (MSA)	Paléolithique supérieur	40 000 - 12 500
Late Stone Age (LSA)	Mésolithique	9 600 - 5 500

Tableau 1 : *synthèse des âges de la préhistoire africaine (adapté d'après Douze, 2012), les phases surlignées sont celles identifiées dans la vallée de la Falémé*

En Afrique de l'Ouest, la séquence chrono-culturelle et paléoevironnementale établie à partir de l'étude des sites de la vallée du Yamé fait office de référence (Rasse et al., 2004; Lespez et al., 2008; Soriano et al., 2010; Lespez et al., 2011; Rasse et al., 2012; Garnier et al., 2013; Garnier et al., 2015; Tribolo et al., 2015; Garnier and Lespez, 2019). Les occupations humaines ont été attestées au moins à partir de 130 ka BP et mis à part un hiatus sédimentaire au MIS 2, la résolution d'étude est très fine de 80 ka BP aux derniers millénaires de notre ère (B. Chevrier et al., 2018).

3.2.2 Séquence chrono-culturelle générale de la vallée de la Falémé

Dans la vallée de la Falémé, les recherches archéologiques menées depuis 2012 ont permis de cerner trois principales fenêtres d'étude qui forment une longue et riche séquence techno-culturelle prometteuse.

(1) **Les témoignages du Paléolithique moyen** (voire inférieur) situés préférentiellement en tête de bassin versant des ravins latéraux de la Falémé ou dans les alluvions grossières le

long de la rivière principale. Deux sites sont actuellement à l'étude : le Ravin Blanc a livré depuis 2016 un nombre très important de bifaces rattachés à l'Acheuléen (Early Stone Age) (Huysecom et al., 2017; Mayor et al, 2018 ; Mayor et al., 2019) ; et plus récemment le site du Chacal a livré à son tour des bifaces lors de la campagne de terrain de 2018 (Mayor et al., 2020). Ces résultats archéologiques ne concerne pas la fenêtre chronologique de notre étude et ne seront pas présentés ici.

(2) **Les témoignages du Paléolithique supérieur** : sept sites ont livré du matériel attribué au Paléolithique supérieur et au Mésolithique. La présentation synthétique de leur résultat fera l'objet d'une sous-partie suivante.

(3) **Les témoignages de l'Holocène récent** : si le Néolithique semble être très mal conservé dans les accumulations sédimentaires de la vallée (Mayor et al., 2020), les derniers millénaires ont livré de nombreux sites dont l'étude a permis d'établir une première interprétation des phases d'occupation (Loukou, 2018). Nous présenterons ces résultats brièvement dans une seconde sous-partie.

3.2.3 Séquence chrono-culturelle du Pléistocène supérieur : les sites du Paléolithique supérieur et du Mésolithique

La synthèse des données archéologiques pour le Pléistocène supérieur (**Figure 36**) atteste d'emblée d'une importante présence humaine sur les berges de la Falémé depuis au moins 40 000 ans. Les stades isotopiques 3 et 2 sont rarement représentés dans les accumulations sédimentaires des plaines alluviales ouest-africaines. Dans la vallée de la Falémé, les accumulations sédimentaires de ces périodes sont bien présentes et contiennent des témoins d'occupations humaines. Ces occupations sont attestées pour la deuxième moitié du MIS 3 dont les environnements sont présumés plus frais selon les données paléoclimatiques continentales et régionales, et confirmées pour l'ensemble du MIS 2 identifié comme un épisode de grande aridité en Afrique de l'Ouest **(cf. 1.1.3).** La seule présence d'occupations humaines sur les berges de la Falémé à cette période interroge les modes d'occupations et les environnements associés, et donne toute son importance aux fouilles archéologiques et aux reconstructions paléoenvironnementales.

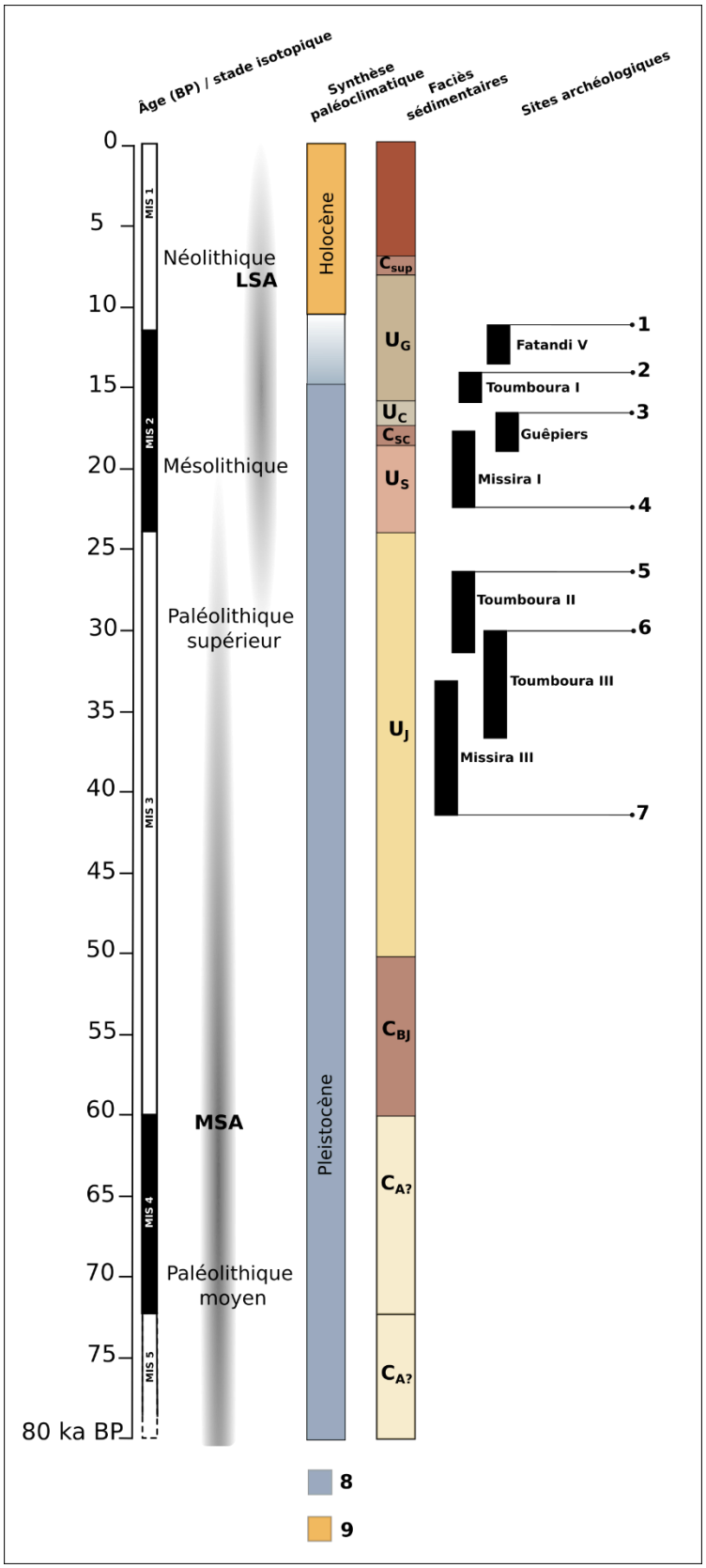


Figure 36: *séquence chrono-culturelle du Pléistocène supérieur*

1 : Fatandi V (13,3-11,2 ka BP) ; **2 :** Toumboura I (16-14 ka BP) ; **3 :** Ravin des Guêpiers (19-17 ka BP) **; 4 :** Missira I (22-18 ka BP) **; 5 :** Toumboura II (31-27 ka BP); **6 :** Toumboura III (36-30 ka BP) ; **7 :** Missira III (41-33 ka BP) ; **8 :** période plus fraîche et plus sèche ; **9 :** période plus chaude et plus humide

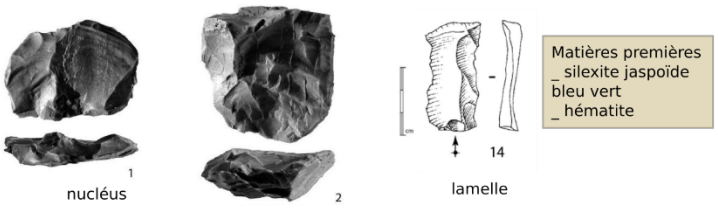
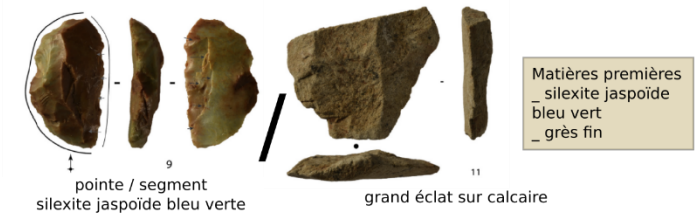
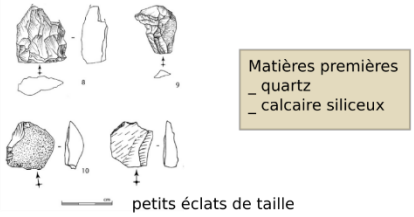
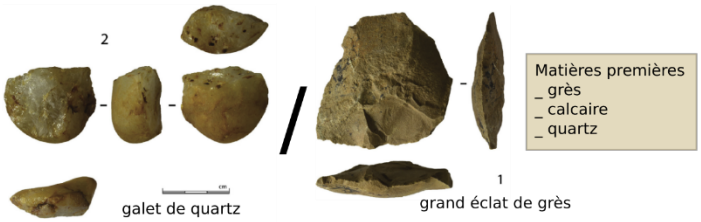
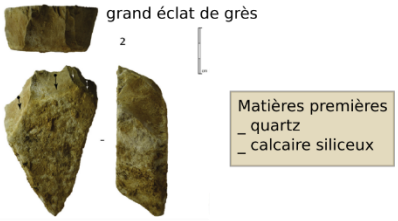
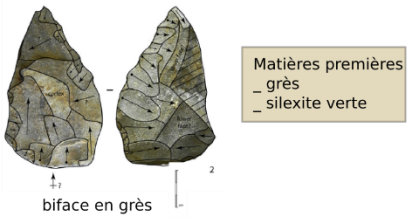
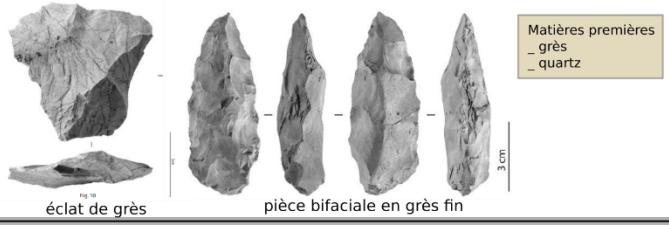
Site archéologique	Date estimée	Industrie lithique associée (Huysecom et al., 2015, 2016, 2017; Chevrier et al, 2016)
Fatandi V	13,3-11,2 ka BP	
Toumboura I	16-14 ka BP	
Ravin des guêpiers	19-17 ka BP	
Missira I	22-18 ka BP	
Toumboura II	31-27 ka BP	
Toumboura III	36-30 ka BP	
Missira III	41-33 ka BP	

Tableau 2: *synthèse des sites du Paléolithique supérieur et du Mésolithique fouillés dans la vallée de la Falémé et industrie lithique associée*

Les sites de **Missira III**, **Toumboura III** et **Toumboura II** témoignent d'occupations de la vallée dans la seconde moitié du MIS 3. Leur contexte est relativement similaire : les fouilles ont été réalisées dans des buttes résiduelles localisées dans l'actuel lit majeur de la rivière, dans les ravinements intenses le long de la Falémé. L'étude des assemblages lithiques révèle d'emblée une diversité dans les matières premières exploitées (**Tableau 2**), mais également dans les techniques de taille. Le site de **Missira III** a révélé quelques pièces bifaciales et de nombreux éclats de façonnages, le site de **Toumboura III** a livré des pièces assimilées à une chaîne opératoire de façonnage de pièces bifaciales, tandis que le site **Toumboura II** a livré une production moins élaborée constituée de racloirs latéraux, de denticulée et d'encoches (Chevrier et al., 2016).

Les sites de **Missira I**, **Ravin des Guêpiers**, **Toumboura I** et **Fatandi V** témoignent d'occupations de la vallée pendant le stade isotopique 2.

Le site de **Missira I** est particulier. Il est situé dans l'actuel lit majeur de la Falémé, dans les ravinements de Missira. Cependant le matériel lithique a été découvert dans l'unité sédimentaire C_{SC}, une unité grossière qui témoigne d'un épisode hydrologique énergique, et a donc nécessairement été remanié. L'estimation entre 22 et 18 ka, est donc une estimation plafond. Néanmoins l'étude du matériel présente un intérêt certain. Deux ensembles techniquement différents ont été identifiés : d'une part de grands éclats de calcaire et de grès et d'autre part des galets de quartz retouchés. La simplicité des artefacts découverts rappelle les assemblages de Toumboura II et du Ravin des Guêpiers.

Le site du **Ravin des Guêpiers** est situé au nord du village de Goundafa. L'industrie lithique est considérée comme simple, taillée dans du quartz et du calcaire siliceux et dominée par des éclats rectangulaires et triangulaires peu ou pas retouchés et de nombreux petits éclats de taille. Les dates OSL ont permis d'estimer cette occupation à l'épisode le plus aride du Pléistocène supérieur selon les référentiels régionaux. Une corrélation entre cette perte de technicité et les conditions climatiques a déjà été envisagée (Chevrier et al., 2016 ; Rasse et al., 2020).

Le site de **Toumboura I** a dévoilé une industrie lithique composée de petits éclats retouchés en microlithes géométriques, réalisés à partir de petits blocs de silexite jaspoïde bleu verte.

Enfin, le site de **Fatandi V** a livré une industrie majoritairement taillée à partir de silexite jaspoïde bleu verte. Une production de larges lamelles peu retouchées a notamment été découverte ainsi que des petits galets en hématites.

Ce rapide tour d'horizon des découvertes archéologiques attribuées au Paléolithique supérieur et au Mésolithique permet d'attribuer à cette période deux caractéristiques majeures qui seront

rediscutées dans la dernière partie de ce manuscrit, en lien avec les résultats paléoenvironnementaux :

(1) La diversité des matières premières exploitées et des techniques de taille induit une certaine mobilité des populations.

(2) La présence de témoins d'occupations au MIS 3 et 2 sur les berges de la Falémé permet d'avancer l'hypothèse d'une vallée refuge lors des périodes les plus froides, fraîches et sèches du Pléistocène supérieur.

3.2.4 Séquence chrono-culturelle Holocène

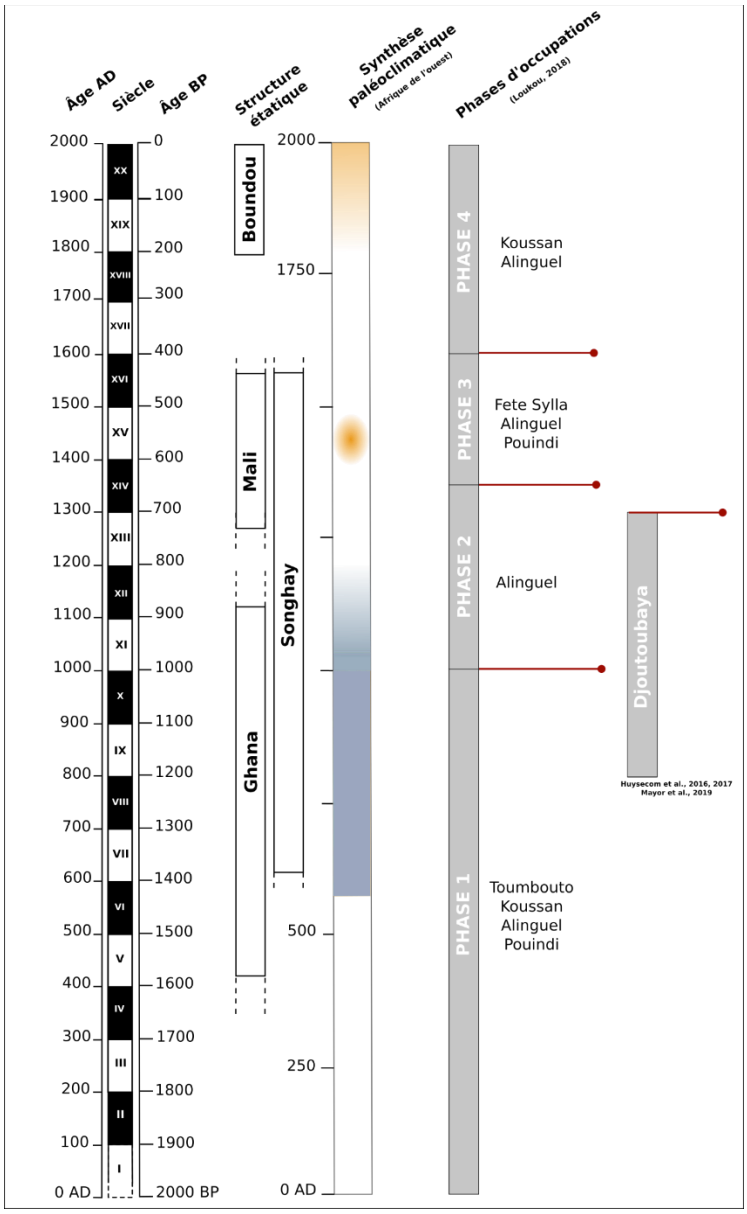


Figure 37: *séquence chrono-culturelle des deux derniers millénaires*

Comme évoqué précédemment, les occupations Néolithiques ne semblent pas avoir été bien conservées dans les accumulations de la vallée de la Falémé (Mayor et al., 2020). Des fouilles récentes ont révélé la présence de deux sites qui témoigneraient de la transition Pléistocène-Holocène et de l'Holocène Moyen : les sites de Toumboura 1 A et de Sansandé-archéo tous deux localisés en rive gauche, en position haute sur le glacis. Les premières fouilles sont encore récentes (Mayor et al., 2019 et Mayor et al., 2020) et de nombreux questionnements subsistent. Cependant, les premiers résultats sont prometteurs malgré la relative absence d'archives sédimentaires datées de cette époque dans la vallée. Sur le site de Toumboura 1 A, un tesson de céramique dont l'unité sédimentaire a été datée par radiocarbone sur un charbon à 4453-4354 cal. BC (5566 ± 26 BP) a été découvert, tandis que sur le site de Sansandé-archéo, un micro-charbon prélevé dans les niveaux profonds (-169,5 cm de la surface) a été daté par radiocarbone au 6^{e} millénaire cal. BC (6217 ± 27 BP). Ces deux résultats récents permettent d'envisager un comblement de l'actuel hiatus sédimentaire concernant l'Holocène ancien et moyen dans la vallée de la Falémé.

Les derniers millénaires ont en revanche livré un matériel archéologique conséquent depuis le début du programme de recherche. L'étude de six sites a notamment permis de dresser un premier cadre chrono-culturel pour les deux derniers millénaires dans la basse vallée de la Falémé.

Les 5 sites d'Alinguel, Toumbouto, Fete sylla, Pounidi et Koussan (le plus éloigné de la rivière) ont été étudiés dans le cadre des travaux de recherche en thèse de Serge Loukou (Loukou, 2018). Le site de Djoutoubaya, légèrement à part, est étudié depuis 2016 (Huysecom et al., 2017) et des fouilles se poursuivent encore aujourd'hui dans le cadre de la thèse de Céline Cervera.

Le cadre chrono-culturel élaboré par Serge Loukou fait état de 4 phases d'occupations échelonnées entre le 1er et le 19^{e} siècle de notre ère (**Figure 37**). Les bornes chronologiques de ces phases ont été déterminées à partir de l'étude du matériel céramique et des structures en place (**Tableau 3)**. Ces résultats ont également été corrélés aux émergences et aux déclins des différents empires et royaumes régionaux. Ainsi la **Phase 1** (1er-10^{e} siècle) correspond à la fondation et au développement de l'empire du Ghana. La **Phase 2** (11^{e}-13^{e} siècle) correspond au déclin de l'empire du Ghana et à la mise en place de l'empire du Mali. La **Phase 3** (15^{e}-16^{e} siècle) correspond au début de l'ère Atlantique et à la dislocation des empires ouest-africains. Enfin la **Phase 4** (17^{e}-19^{e} siècle) correspond au développement du commerce Atlantique et à l'installation de comptoirs à l'intérieur des terres, et à la fin du 17^{e} siècle, à la mise en place du royaume du Boundou.

Phase	Dates (de notre ère)	Sites	Structures	Céramique	Décors/dégraissants	Autres
Phase 1	1er s.-10èm s.	Alinguel Toumbouto Koussan Pouindi	Fosses Base d'habitat en briques crues	Tessons de jarres et de bols	Décors : blépharis et/ou fibre plate pliée Dégraissants : minéraux	/
Phase 2	11èm s.-13èm s.	Alinguel	Fosses Constructions en blocs de pierre / torchis (greniers?)	Tessons de jarres et de bols	Décors : peinture rouge et impresisons cordelette torsadée Dégraissant : minéraux ou végétaux et chamotte	/
Hiatus archéologique - abandon des sites d'occupation						
Phase 3	15èm s.-16èm s.	Fete Sylla Alinguel Pouindi	Fosses	Tessons de jarres et de bols	Décors : cordelette torsadée Dégraissant : végétaux et chamotte	Objets metalliques, poids de filets, perles
Phase 4	17èm s.-19èm s.	Alinguel Koussan	Fosses cendreuses Greniers Cases et sols d'habitats Indicateurs de destructions	Tessons de jarres et de bols	Décors : quasimment absent rares incision et peinture Dégraissant : végétaux et chamotte à grains grossier	Perles, jarres silos, fusaïole, fer, scories, pierre à fusils, fragments de pipes

Tableau 3 *:synthèse du cadre chrono-culturel établie d'après S. Loukou (2018)*

Le site de **Djoutoubaya** reste pour le moment hors de cette séquence chrono-culturelle. Les études futures permettront probablement de connecter l'ensemble de ces sites des deux derniers millénaires. Ce site est localisé en rive droite de la Falémé, juste en aval du village actuel de Missira et au sud d'un ravin latéral aujourd'hui saisonnièrement en eau. Il est installé en hauteur, sur le niveau perché du glacis-terrasse. Les premières fouilles ont eu lieu en 2016 (Huysecom et al., 2017). Deux découvertes ont particulièrement motivé les fouilles organisées les années suivantes :

(1) Un bâtiment quadrangulaire dont le fonctionnement est attesté autour du 12e – 13e siècle de notre ère.

(2) trois creusets potentiellement liés à la métallurgie de l'or.

Cette structure protohistorique particulière est aujourd'hui parmi les plus anciennes au sud du Sahara. L'étude du site depuis 2016 a été largement élargie (Mayor et al., 2018, 2019, 2020). La présence de perles en cornaline produite essentiellement en Inde (Insoll et al., 2014) et de cauris invite à envisager l'existence d'un commerce transsaharien. D'autres domaines d'étude comme l'archéobotanique et l'archéozoologie ont été investigués suite à la découverte de nombreux restes botaniques et fauniques. Les premiers résultats attestent de spectres particuliers qui pourraient dénoter une persistance des pratiques de chasse et de cueillette au détriment des pratiques d'agriculture et d'élevage qui se développent à cette même époque dans la région (Mayor et al., 2020). La poursuite des fouilles sur le site de Djoutoubaya permettra sûrement d'enrichir le cadre chrono-culturel déjà élaboré pour les deux derniers millénaires.

Partie 2 - Méthodologie : la complémentarité de la géomorphologie de terrain et de la sédimentologie de laboratoire

Chapitre 4

La géomorphologie de terrain : identifier les formes

Chapitre 5

Les analyses de laboratoire : caractériser les formations

Chapitre 6

La recherches de nouveaux indicateurs

Chapitre 4

4 La géomorphologie de terrain : identifier les formes

La géomorphologie de terrain est à la base de cette étude. Les orientations méthodologiques qui ont été choisies lors des campagnes de terrain sont donc de première importance. Au total, quatre campagnes de terrain et treize semaines de terrain, sur les quatre années de thèse, ont permis de mener à bien ces recherches. Seront successivement présentées les différentes campagnes de terrain, l'identification des dépôts et la méthodologie des prélèvements ainsi que les analyses réalisées sur place.

4.1 Les campagnes de terrain

4.1.1 En saison sèche

Les missions de terrain constituent un temps important de la recherche sur les paléoenvironnements. Des campagnes ont été organisées dès 2012 dans la vallée de la Falémé. Un campement sur les berges de la rivière, installé pendant trois mois, permet aux différents membres du programme de recherche de venir prélever leurs échantillons ou prospecter dans le secteur. Les trois mois couvrent la période de janvier à mars afin de pouvoir accéder au secteur d'étude, aborder les différents sites, et éviter les grandes chaleurs qui s'installent à partir de la fin du mois de mars. Ainsi, même si à cette saison, les coupes sont difficiles à tailler dans des sols très secs et durs, de nombreux ravins et dépressions sont accessibles et la traversée de la Falémé peut se faire aisément en voiture, permettant ainsi de ne pas se limiter à l'étude de la rive gauche. Sur les quatre missions qui ont été organisées au cours de ces recherches de doctorat, trois ont eu lieu en saison sèche (**Figure 38**).

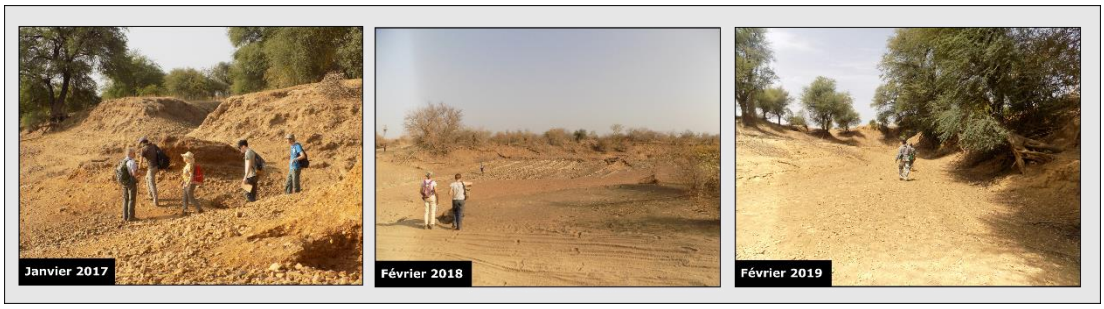


Figure 38: *succession des trois missions de terrain réalisées dans la vallée de la Falémé en saison sèche*

La première mission a duré un mois (janvier 2017). Plusieurs membres du Laboratoire de Géographie Physique (LGP) ont participé : Laurent Lespez, Aline Garnier, Clément Virmoux (géophysique) et Fatima Mokadem (géochimie). Cette campagne de terrain s'est articulée autour de deux principaux objectifs.

(1) Continuer l'étude de sites principaux, déjà bien appréhendés par les recherches précédentes. Dans cette perspective, deux profils de résistivité électrique (300 m à 800 m de longueur) ont été réalisés dans des lobes de méandre de Missira afin de compléter des carottages tubés réalisés lors des missions précédentes. Dans le même temps, un carottage à gouge ouverte a été réalisé en rive gauche (528 cm de profondeur) et un échantillon a été prélevé tous les dix centimètres. L'étude des ravinements de Missira et de Toumboura a également été poursuivie afin d'avancer dans la compréhension de la stratigraphie générale et de pouvoir planifier les analyses en laboratoire.

(2) Étendre l'étude aux ravins latéraux de la Falémé afin d'accéder à d'autres enregistrements sédimentaires. Le ravin de Sansandé a été sélectionné en raison de l'importance de son incision pouvant atteindre 10 m dans sa partie aval. Six coupes ont été réalisées dans ses formations de terrasses alluviales, tandis qu'un carottage (6 m de profondeur) et un profil géophysique (860 m de longueur) ont permis l'étude du lobe de méandre en rive droite de la Falémé. Dans ce nouveau secteur d'étude comme dans les anciens, la problématique du cadre chronostratigraphique est restée présente. Ainsi la recherche de charbons en stratigraphie ainsi que le prélèvement d'échantillons pour des datations par thermoluminescence avec Brice Lebrun et Chantal Tribolo (IRAMAT, Bordeaux) ont conservé une place importante.

La seconde mission a duré 6 semaines (janvier – février 2018). Si l'équipe du LGP était plus réduite (Laurent Lespez et Aline Garnier), une étudiante de l'Université de Lyon, Camille Ollier, s'est jointe à la mission afin de réaliser des photographies aériennes à basse altitude, équipée d'un cerf-volant. Encore une fois, deux principaux objectifs ont structuré cette mission.
(1) Achever la collecte du matériel dans les secteurs de Toumboura, Missira et Sansandé. Le maillage des prélèvements de la coupe de Toumboura I a donc été affiné (un échantillon tous les cinq centimètres). Une coupe de référence a été choisie dans les ravinements de Missira (Promontoire), relevée et échantillonnée. Le secteur de Sansandé a fait d'objet de douze nouvelles coupes stratigraphiques. Des prospections ont été organisées dans une dépression saisonnièrement en eau, identifiée au sud du ravin de Sansandé. Deux coupes et un sondage à la tarière nous ont permis de connecter le fonctionnement de cette dépression active avec le fonctionnement du ravin de Sansandé. Des prospections ont également été organisées dans un affluent de rive gauche, tout juste en aval du site de Djoutoubaya. Malgré la réalisation de trois coupes et la tentative de datations radiocarbone des unités identifiées, l'étude de ce ravin n'a pas été poursuivie.
(2) Réaliser des relevés topographiques afin de connecter les unités stratigraphiques entre elles sur l'ensemble du tronçon étudié. Dans les ravinements de Toumboura, Missira et à Sansandé, l'objectif était de donner une altitude relative aux unités stratigraphiques identifiées lors des missions précédentes et de confirmer leur corrélation.

La troisième mission en saison sèche a duré deux semaines (fin février 2019). L'objectif de cette courte et dernière mission était d'opérer les dernières vérifications, à travers des prospections pédestres dans l'ensemble de la zone étudiée. Des prospections ont donc été organisées depuis Sansandé jusqu'à Missira, en rive gauche et en rive droite. Cette mission nous

a également permis d'observer de grandes coupes sur les berges de la Falémé (Goundafa) réalisées par des miniers, de continuer les prélèvements de surface témoignant des dynamiques actuelles et d'observer les résultats de l'érosion constatée lors de la mission précédente, en saison des pluies.

4.1.2 En saison des pluies

L'organisation d'une mission courte en saison des pluies s'est imposée au cours de la deuxième année de doctorat. La courte durée de la mission (10 jours de mission, dont 4 jours de travail sur place) s'explique tout d'abord par les nombreuses incertitudes liées à la pluviométrie, qui peut compliquer fortement les déplacements dans la région voir rendre les pistes impraticables, mais également par l'absence de campement à cette saison, élément important de la qualité des conditions de travail en saison sèche. Le temps passé sur le terrain s'est avéré suffisant pour amorcer une réflexion sur le fonctionnement hydrosédimentaire actuel de la Falémé et de ses affluents (**Figure 39**). Dans cette perspective, deux nuits de pluies nous ont permis d'observer le temps de réponse de la rivière et des affluents. Différents processus d'érosion ont été observés. Enfin, cette mission a également permis d'ébaucher une réflexion sur les pratiques anthropiques actuelles, liées au fonctionnement saisonnier de la rivière : accès à l'eau, mises en culture, mobilité, insalubrité. Cette mission s'est avérée indispensable et riche en informations pour faire du fonctionnement actuel de la Falémé un état de référence pour la compréhension des évolutions passées.

Figure 39*: vallée de la Falémé pendant l'hivernage 2018 (septembre)*

A : *ravin de Sansandé en période de hautes eaux ;* ***B :*** *marigot formé sur le glacis et entravant la circulation sur la piste entre les villages de Toumboura et Sansandé*

4.2 Prospections géomorphologiques

4.2.1 Prospections pédestres

Les missions de terrain s'organisent essentiellement autour de la prospection pédestre, planifiée en partie grâce à l'observation des photographies aériennes. Cette étape permet d'établir une première cartographie des formes et de sélectionner des secteurs d'étude en fonction de leur potentiel de conservation des archives sédimentaires. Dans la vallée de la Falémé, les prospections ont commencé dès 2011. Les premiers secteurs qui ont attirés les archéologues et les géographes sont Alinguel, Goundafa, et Fatandi (**Figure 40**). Les secteurs de Missira et Toumboura ont par la suite été prospectés. Pendant la thèse, la principale zone de prospection a été le ravin de Sansandé. Ce ravin avait été repéré avant 2017 lors des déplacements sud-nord entre Goundafa et Toumboura, sur les photographies aériennes ainsi que dans les publications de Camara et Duboscq (Camara et Duboscq, 1984 ; Duboscq et Camara, 1987). En janvier 2017, des prospections ont été organisées depuis la confluence du ravin avec la Falémé jusqu'au croisement du ravin de Sansandé et de la piste de Goundafa. L'incision parfois remarquable (10 m) et les terrasses alluviales bien dessinées ont confirmé le potentiel de ce ravin pour des études paléoenvironnementales. S'en est suivie la même année une première étude de terrain et la réalisation de 6 coupes stratigraphiques (4.2.2). L'observation des photographies aériennes a permis d'étendre la zone de prospection lors de la campagne de terrain suivante, en février 2018, et la zone d'étude s'est élargie à une dépression méridionale saisonnièrement en eau. Les prospections pédestres ont permis de définir des fenêtres d'études **(Figure 40**).

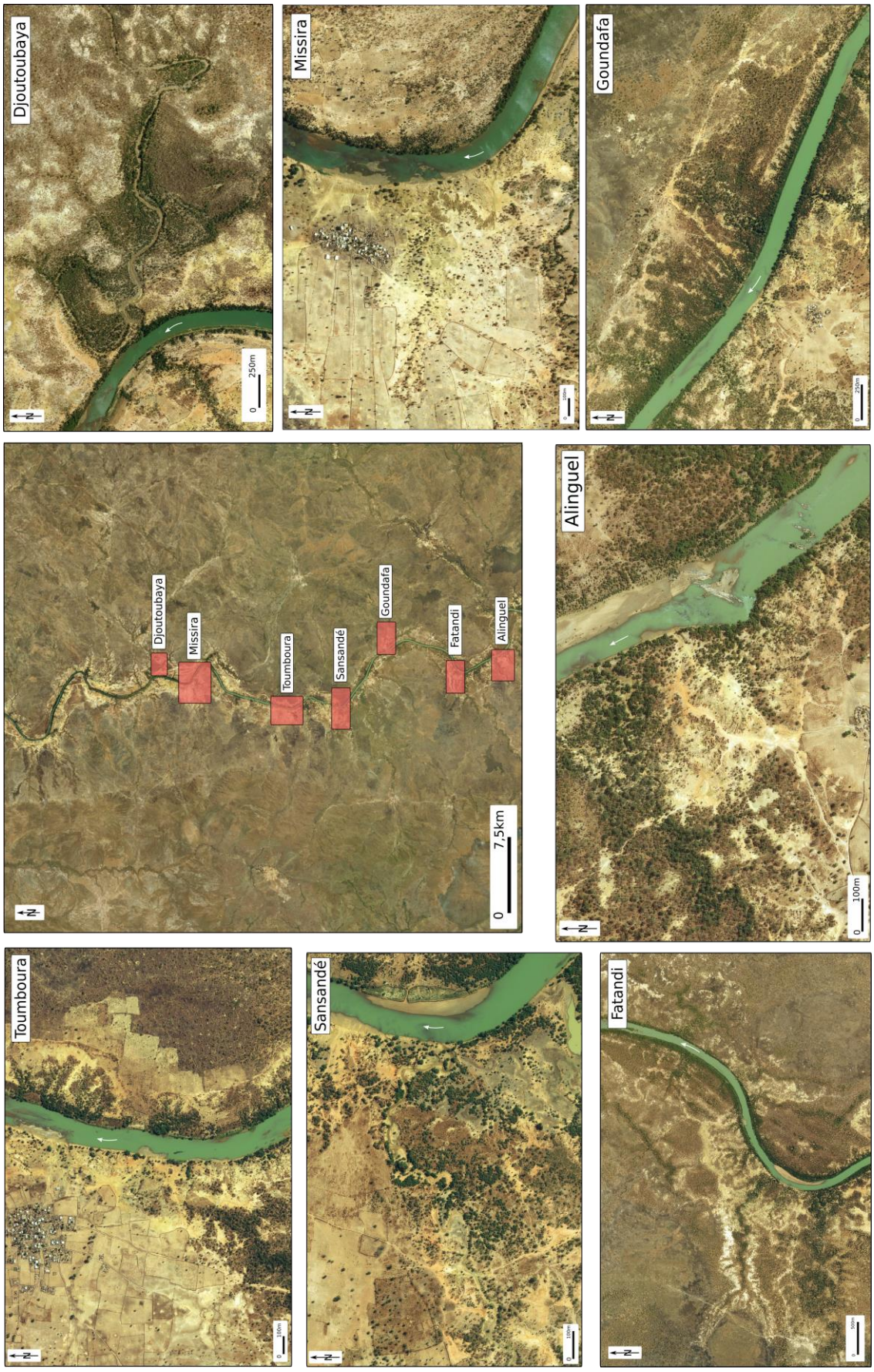


***Figure 40**: localisation des secteurs d'étude*

4.2.2 Les coupes stratigraphiques : stratégie et échantillonnage

Dès la première mission de repérage dans la vallée, les équipes présentes ont utilisé la méthode des coupes stratigraphiques afin de pouvoir lire la stratigraphie et comprendre les formations **(Figure 41**).

Figure 41: *procédé de réalisation d'une coupe stratigraphique dans la vallée de la Falémé*

A : *réalisation de la coupe CP16 dans la basse terrasse du ravin de Sansandé ;* ***B :*** *échantillonnage de la coupe Toumboura I 2018*

Ainsi, avant le début de ces recherches de doctorat, 25 coupes avaient été réalisées, d'Alinguel à Missira, tant dans des ravinements proches du lit actuel de la Falémé, que dans des ravins latéraux. La présence d'incisions parfois remarquables permet, dans de nombreuses zones de notre secteur d'étude, de se passer de carottages profonds nécessitant d'importants moyens matériels.

Pour chacune de ces coupes, un relevé a été dressé afin d'enregistrer les caractéristiques (granulométrie, puissance, couleur) d'un maximum de formations sédimentaires, en vue de développer une approche spatiale des formes et formations superficielles.

Dans le même temps, des prélèvements de cinq types ont été systématiquement réalisés :

(1) de sédiment en vue de datation par la méthode OSL

(2) de charbon pour datation par la méthode du radiocarbone

(3) de sédiment en vue d'analyses des bioindicateurs

(4) de sédiment en vue d'analyses micromorphologiques

(5) de sédiment en vue d'analyses sédimentologiques

Coupes réalisées avant la thèse

Site	Identifiant
Sansandé	Berges S1
	Berges S2
	Berges S3
Missira	Missira ravin sud
	Missira coupe Benoît
	Missira coupe Laurent
	Missira chenal
	Missira II
	Missira III
	Missira IV
Toumboura	Toumboura I
	Toumboura II / TMB Nord
	Toumboura III
	Toumboura IV
	Toumboura sud
Goundafa	Goun1
	Goun2
Fatandi	CP-F1
	CP-F2
	CP-F3
	CP-F4
	CP-F5
	CP-F6
	CP-F7
Gouloungouina	CP1
TOTAL	**25**

Coupes réalisées pendant la thèse

Site	Identifiant
Sansandé	CP1
	CP2
	CP3
	CP4
	CP5
	CP6
	CP7
	CP8
	CP9
	CP10
	CP11
	CP12
	CP13
	CP14
	CP15
	CP16
	CP17
	CP18
	CP19
	CP20
Missira	Harrakis – sables rouges
	Missira Promontoire
	Missira Promontoire berges
	Missira Sud
	Missira chenal bis
	Missira chenal 2
Toumboura	Toumboura I
	CP2 rive droite
Djoutoubaya	CP2
	CP3
	CP4
Ravin blanc	Ravin blanc I
TOTAL	**32**

Tableau 4: *totalité des coupes réalisées avant le début de la thèse (2012-2016) et durant la thèse (2017-2019)*

Pendant la thèse, 32 coupes stratigraphiques sont venues compléter la série déjà existante. Deux types de coupes se dessinent. Les coupes de référence dont l'étude a été poussée en laboratoire et les coupes dont l'étude a été effectuée sur le terrain (**Tableau 4** - **Figure 42**).

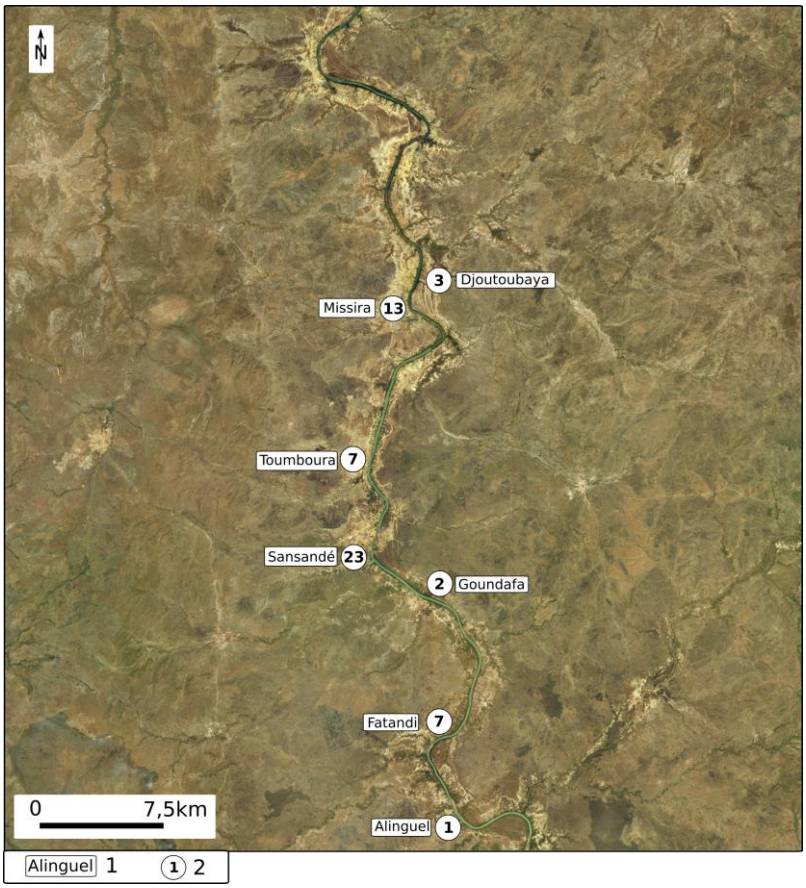


Figure 42: *nombre de coupes réalisées et étudiées par secteur*

1 : secteur d'étude ; **2 :** nombre de coupe étudiées

Une coupe de référence est choisie parmi d'autres coupes en raison de sa bonne représentation d'une forme spécifique, donc de la qualité de sa séquence sédimentaire. Dans le cas de Toumboura I et Missira Promontoire, ces deux coupes témoignent des remplissages sédimentaires attribués au pléistocène supérieur sur les berges de la Falémé actuelle. Dans le cas des coupes CP9, CP10 et CP7 du ravin de Sansandé, chacune de ces coupes permet de décrire une formation sédimentaire caractéristique, en l'occurrence des différentes terrasses alluviales. Le relevé et l'échantillonnage de ces coupes de référence ont permis de réaliser des analyses fines en laboratoire.

L'ensemble des autres coupes n'ayant pas fait l'objet d'analyses de laboratoire a permis néanmoins de faire des hypothèses et de comprendre, sur place, la géométrie des unités sédimentaires. Sur le terrain, un relevé précis a été réalisé afin de permettre le dessin de logs sédimentaires. Ainsi la cartographie de terrain a pu s'étendre, en ne limitant pas l'information des coupes de référence à des données ponctuelles.

4.2.3 Les carottages : l'intérêt des sondages profonds

La méthode des coupes stratigraphiques a été complétée par des sondages profonds. Cette méthode complémentaire a été utilisée lorsque l'accès aux sédiments n'était pas permis naturellement et que l'aggradation verticale importante n'offrait aucune forme d'incision. Trois types de sondages ont été réalisés, notamment dans les lobes de méandre bien développés (**Figure 43 – Tableau 5)**.

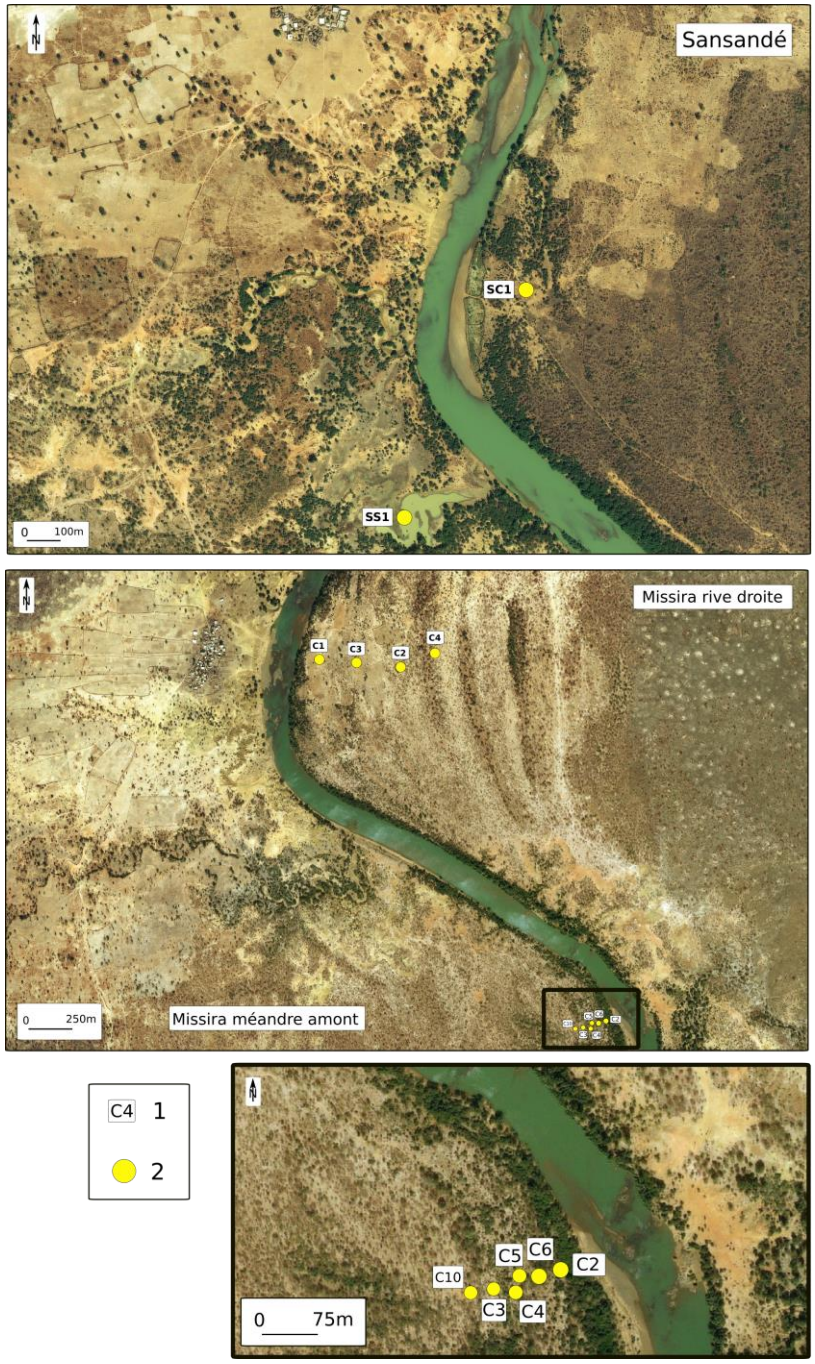


Figure 43: *localisation des sondages profonds dans la vallée de la Falémé*

1 : *identifiant des carottages ;* ***2 :*** *localisation des carottages*

Carottages réalisées avant et pendant la thèse

Site	Identifiant	G.O. / G.F.
Missira	C1-MMA	G.O.
	C2-MMA	G.O.
	C3-MMA	G.O.
	C4-MMA	G.O.
	C5-MMA	G.O.
	C6-MMA	G.O.
	C1 – RD	G.F.
	C2 – RD	G.F.
	C3 – RD	G.F.
	C4 – RD	G.O.
	C10 – MMA	G.O.
Sansandé	SC1	GF

Tableau 5: *totalité des carottages réalisés dans la vallée de la Falémé G.O. : gouge ouverte ; G.F. : gouge fermée ; T : tarière*

Les carottages à percussion motorisé utilisant une gouge fermée (Figure 44-A). Ce type de carottage permet de ramener des carottes en laboratoire, en minimisant le remaniement dû aux manipulations de terrain. Le carottier utilisé était équipé d'un marteau à moteur thermique (Cobra TT). Ce type de matériel permet une autonomie et une économie de moyen, nécessaire dans notre zone d'étude isolée. L'extraction mécanique des carottes a été réalisée à l'aide d'une barre de levier et d'un système de mâchoire à billes facilitant la remontée. Les carottes ont été par la suite ramenées au Laboratoire de Géographie Physique situé à Meudon. Si ce type de sondage ne permet pas une lecture stratigraphique fine dès le terrain, il permet en revanche de réaliser en laboratoire des analyses en continue. Sur certains carottages, des tubes opaques de 40cm de longueur ont également été prélevés en vue de datations OSL.

Des carottages ont également été réalisés avec des gouges ouvertes (Figure 44-B). Le matériel reste identique aux carottages décrits plus haut, mais la gouge ouverte permet une lecture stratigraphique immédiate et continue. Si des échantillonnages fins ont été réalisés dans le but de ramener le matériel au laboratoire, le risque de contamination ou de remaniements lors des manipulations éloigne la possibilité de réaliser certaines analyses fines (géochimique par exemple).

Figure 44: *différents types de sondages profonds*

A : *carottage à percussion dans le lobe de méandre de Sansandé ;* ***B :*** *gouge ouverte échantillonnée lors du carottage dans le lobe de méandre de Missira amont ;* ***C :*** *sondage à la tarière dans la zone humide au sud du ravin de Sansandé,* ***D :*** *1m du carottage SC1 ouvert au LGP et photographié au laboratoire EPOC*

Des sondages à la tarière manuelle ont également été réalisés (Figure 44-C). Cette méthode offre une facilité de mise en œuvre. Elle permet notamment de confirmer ou d'infirmer rapidement une hypothèse de stratigraphie. Des prélèvements sont également possibles, mais

comme avec une gouge ouverte, le risque de contamination est important et les analyses de laboratoire peuvent être compromises.

4.2.4 Géophysique

La prospection géophysique, permise par la venue de Clément Virmoux du LGP lors de la première mission (janvier 2017) a permis, avec les carottages, d'aborder des accumulations sédimentaires verticales non accessibles directement. L'objectif était de comprendre la progradation des lobes de méandre et la migration latérale du chenal. Les transects ont été orientés perpendiculairement au chenal de la Falémé (**Figure 45**), de manière à recouper les remplissages sédimentaires. Les prospections géophysiques permettent de sonder les sols de manière non destructive et de réaliser une cartographie laissant apparaître des anomalies. Le type de prospection utilisé dans notre étude est électrique. Trois profils de résistivités ont été réalisés, avec pour chacun au moins un carottage ponctuel correspondant pour attester de la stratigraphie révélée par les investigations géophysiques. Ainsi, les profils de résistivité nous ont permis d'obtenir une cartographie continue et étendue des remplissages, élargissant la vision des carottages seuls.

***Figure 45**: localisation des profils géophysiques*

Le transect P1, long de 286 m a été réalisé dans le lobe de méandre de Missira amont en rive gauche. Une distance inter-électrode de 1,5 m nous a permis d'atteindre une profondeur d'environ 13 m, tout en gardant une bonne résolution.

Le transect P2, long de 766 m a été réalisé dans le lobe de méandre de Missira aval en rive droite. La distance inter-électrode choisie était de 2 m et la profondeur atteinte de quasiment 13 m également.

Le transect P3, long de 894 m a été réalisé dans le lobe de méandre de Sansandé, en rive droite. La distance inter-électrode et la profondeur sont semblables au transect P2.

Lors de l'acquisition des données, plusieurs problèmes sont survenus (contact défaillant des électrodes) mais les éventuels points aberrants ont été supprimés lors du traitement sans avoir d'incidence sur l'interprétation des résultats. Les prospections réalisées par tomographie de résistivité électrique (ERT Electrical Resistivity Tomography) permettent d'obtenir une image 2D de la résistivité apparente du sol. Elles font appel aux propriétés électriques d'un sol,

propriétés conditionnées notamment par l'humidité, la nature minéralogique ou encore la granularité (Miskovsky, 2002). Ce sont les contrastes entre plusieurs horizons aux propriétés électriques différentes qui sont décelés, certains horizons présentant une résistivité forte (sables, graviers, roche compacte), et d'autres une conductivité forte (argiles ou sables humides). Le principe de la mesure consiste à injecter dans le sol un courant électrique d'intensité connue entre deux électrodes dites d'injection (**Figure 46**). L'espacement entre les électrodes détermine la profondeur et la résolution de la cartographie de résistivité. La résistivité est dite "apparente" dans la mesure où elle tient compte de l'ensemble du volume de terrain traversé par le courant électrique. Pour obtenir la résistivité "vraie", un traitement mathématique appelé inversion des données est nécessaire (Milsom, 1996 ;Reynolds, 2010).

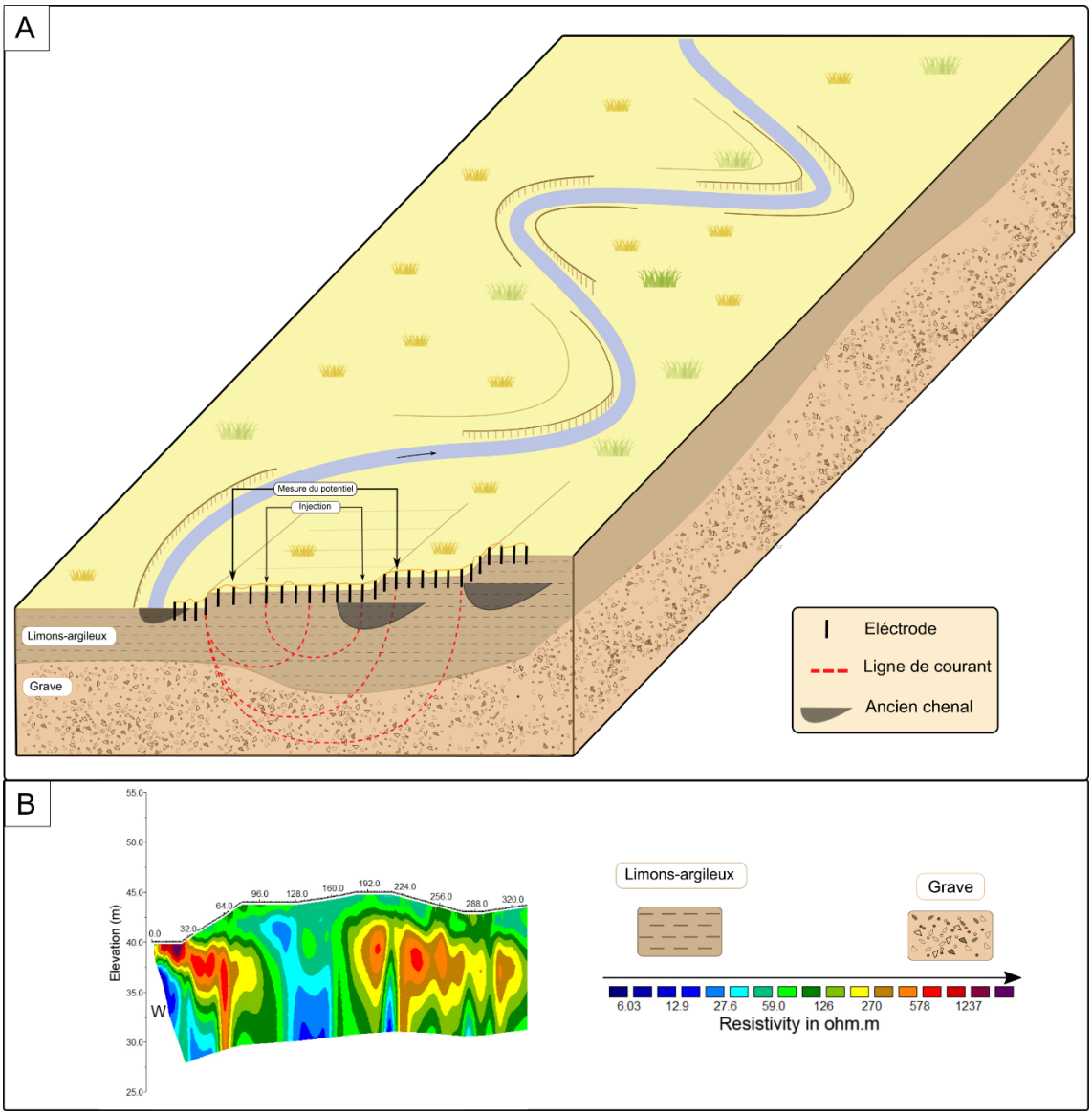


Figure 46 : *synthèse schématique de l'analyse géophysique*

A : *schéma du protocole d'analyse géophysique sur le terrain, appliqué aux méandres de la Falémé ;* ***B :*** *exemple de cartographie obtenue avec l'analyse géophysique et exemple d'échelle de résistivité*

4.3 Cartographie sur le terrain

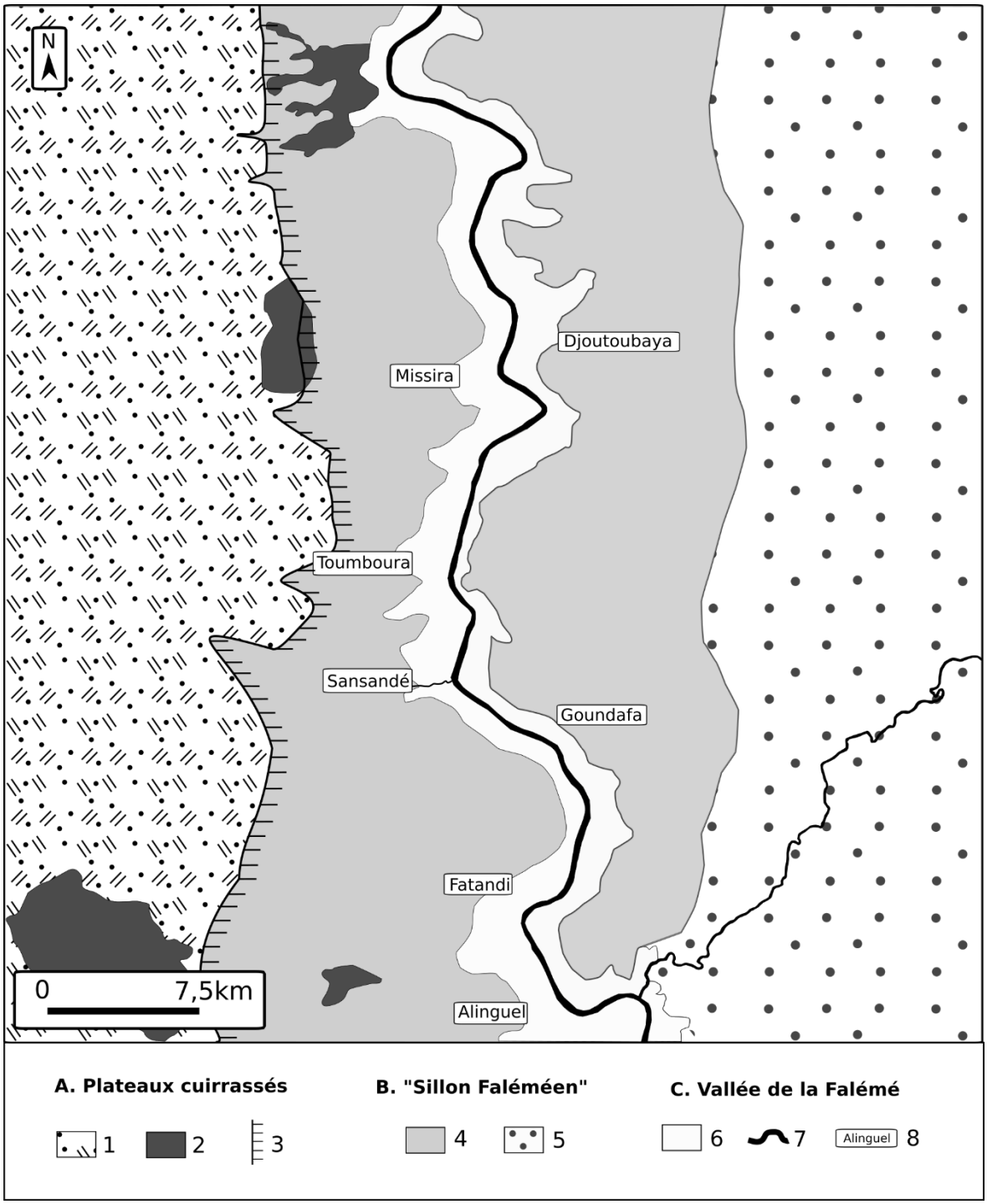


Figure 47: *carte morphostructurale de l'ensemble de la zone étudiée*

1 : grès ; **2 :** cuirasse ; **3 :** escarpement des grès cuirassés ; **4 :** glacis principal d'érosion dans les formatoins du groupe du Mali : silexite, dolomie, siltite, grauwacke ; **5 :** glacis quaternaire d'érosion dans les formations du supergroupe Birrimien constitué de deux groupes de roches : des schistes et des grauwackes, et des roches volcaniques basiques faiblement métamorphisées ; **6 :** dépôts Pléistocène et holocène ; **7 :** cours d'eau principal et affluents ; **8 :** secteur d'étude

4.3.1 Les relevés topographiques

La cartographie géomorphologique sur le terrain constitue une approche indispensable de notre recherche. L'équipe de recherche à fait l'acquisition de plusieurs cartes notamment géologiques et pédologiques sur notre secteur d'étude. Ces cartes ont une échelle très petite et ne permettent pas d'accéder aux formes de notre tronçon d'étude avec une résolution suffisante. La seule solution permettant d'obtenir un relevé des formes de notre zone d'étude était de réaliser sur le terrain un relevé précis. La représentation cartographique s'est imposée dans la mesure où elle constitue le meilleur outil pour représenter la complexité géomorphologique d'un secteur d'étude (Miskovsky, 2002), à savoir les relations entre formes, dépôts et dynamiques. Dans cette perspective, la topographie a été indispensable pour adopter une vue de la continuité spatiale des formes identifiées, ainsi que leur agencement les unes par rapport aux autres.
La méthode utilisée est simple et offre beaucoup d'avantages dans ce genre de terrain isolé. Les relevés ont été réalisés à l'aide d'un télémètre laser (Télémètre laser Trupulse 200 X) et d'une mire, à partir de la ligne de rivage de la Falémé proche du point d'étiage (**Figure 48**). Ce point de référence constitue le point 0 à partir duquel toutes nos mesures d'altitude sont référencées dans chaque fenêtre d'étude.

Figure 48*: exemple de relevé topographique par Brice Lebrun et Laurent Lespez dans les ravinements de Missira*

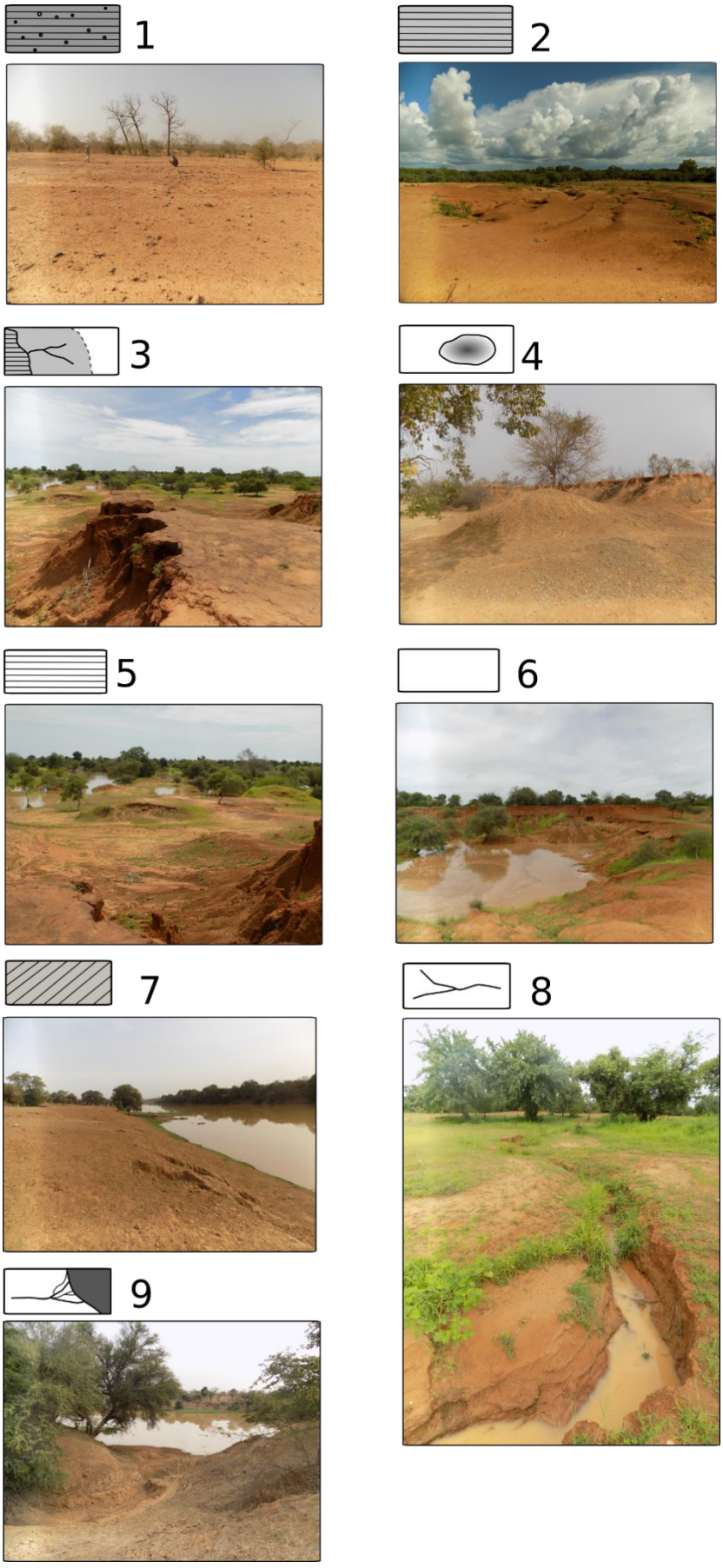
Les cheminements successifs dans les formations de Sansandé, Missira et Toumboura ont permis de relier les différents horizons sédimentaires identifiés. Un cheminement particulier a été réalisé dans le ravin de Sansandé. En suivant le talweg depuis la confluence avec la Falémé, nous sommes remontés jusqu'à notre limite d'étude de ce ravin, la piste de Goundafa. Les relevés nous ont permis d'établir le profil longitudinal du ravin, ainsi que d'identifier topographiquement les différents niveaux de terrasses alluviales.

4.3.2 La cartographie géomorphologique

L'élaboration de la carte géomorphologique est basée sur l'identification des formes et formations sur le terrain et leur traduction en figurés cartographiques (Joly, 1997). La nomenclature choisie pour cette étude a été conçue par l'équipe de géomorphologues (Rasse et al., 2020). Elle est présentée en Figure 49. Cette nomenclature servira à l'ensemble des cartes géomorphologiques présentées dans ce manuscrit. Elle est construite sur une description des formes depuis la forme la plus éloignée de la rivière jusqu'aux formes les plus proches de la ligne de rivage (**Figure 49).**

Figure 49: *nomenclature de la carte géomorphologique replacée dans les paysages de la vallée de la Falémé*

1: Glacis principal à couverture pédologique conservée; **2:** Glacis principal superficiellement érodé; **3:** Rebord de glacis et crêtes de ravinements développées dans les formations UG, UC, US; **4:** Butte résiduelle développée dans UJ (souvent recouverte en surface de nodules pédologiques de UG ou de pisolithes ferrugineux); **5 :** Glacis de substitution principal; **6:** Glacis-terrasse inondé saisonnièrement à l'arrière du bourrelet de berge; **7:** Terrasse et bourrelet de berge récents plus ou moins emboîtés dans les formations antérieures; **8:** Zone ou l'érosion domine: incision des ruisseaux et érosion par ruissellement en nappe à l'avant des glacis; **9:** Petits cônes de déjection des affluents latéraux de la Falémé


1
2
3
4
5
6
7
8
9

Chapitre 5

5 Les analyses de laboratoire : caractériser les formations

Une première batterie d'analyses de laboratoire a été réalisée afin de caractériser le cadre chronostratigraphique, donnée indispensable à la poursuite des analyses, ainsi que la granulométrie des échantillons. Dans un premier temps seront présentées les analyses granulométriques des sédiments avant de présenter les méthodes de datations par radiocarbone et par luminescence stimulée optiquement.

5.1 Sédimentologie : comprendre la nature et la mise en place des dépôts

5.1.1 Granulométrie

Les études granulométriques sont souvent à la base des analyses sédimentologiques quand il s'agit de caractériser les modes de transport et les environnements de dépôts. Les analyses ont été en grande partie réalisées au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon avec la collaboration de Ségolène Saulnier-Copard. Se sont ajoutés 77 échantillons prélevés pour les analyses OSL qui ont fait l'objet d'une étude granulométrique réalisée au laboratoire IRAMAT – CRP2A de Bordeaux. Au Laboratoire de Géographie Physique, 69 échantillons ont été étudiés avant la thèse et 164 échantillons supplémentaires ont été analysés. Un protocole de préparation identique a été réalisé pour les 310 échantillons utilisés pour ces recherches. Tamisés à 2 mm par voie humide, ils subissent une attaque à l'eau oxygénée (H_2O_2) en vue de la destruction de la matière organique. Ils sont ensuite dilués dans une solution d'héxamétaphosphate à 0,5 ‰ afin de faciliter la séparation des particules agrégées notamment par des argiles, avant d'être complètement séchés puis passés dans le granulomètre laser Beckam Coulter LS230. La fraction supérieure à 2 mm, non prise en compte par la machine, est ensuite séchée, pesée et réintroduite dans la répartition finale des tailles de grain.

L'objectif principal de cette analyse est de caractériser les propriétés de l'agent de transport au moment du déplacement du sédiment. Dans notre zone d'étude, la granulométrie peut également apporter des informations sur les conditions de dépôt des sédiments et les processus de pédogenèse. La figure illustre cette double lecture d'une courbe granulométrique sur laquelle on observe deux modes distincts ne pouvant tous les deux témoigner d'un unique agent de transport. Sur la **Figure 50,** on observe nettement deux modes.

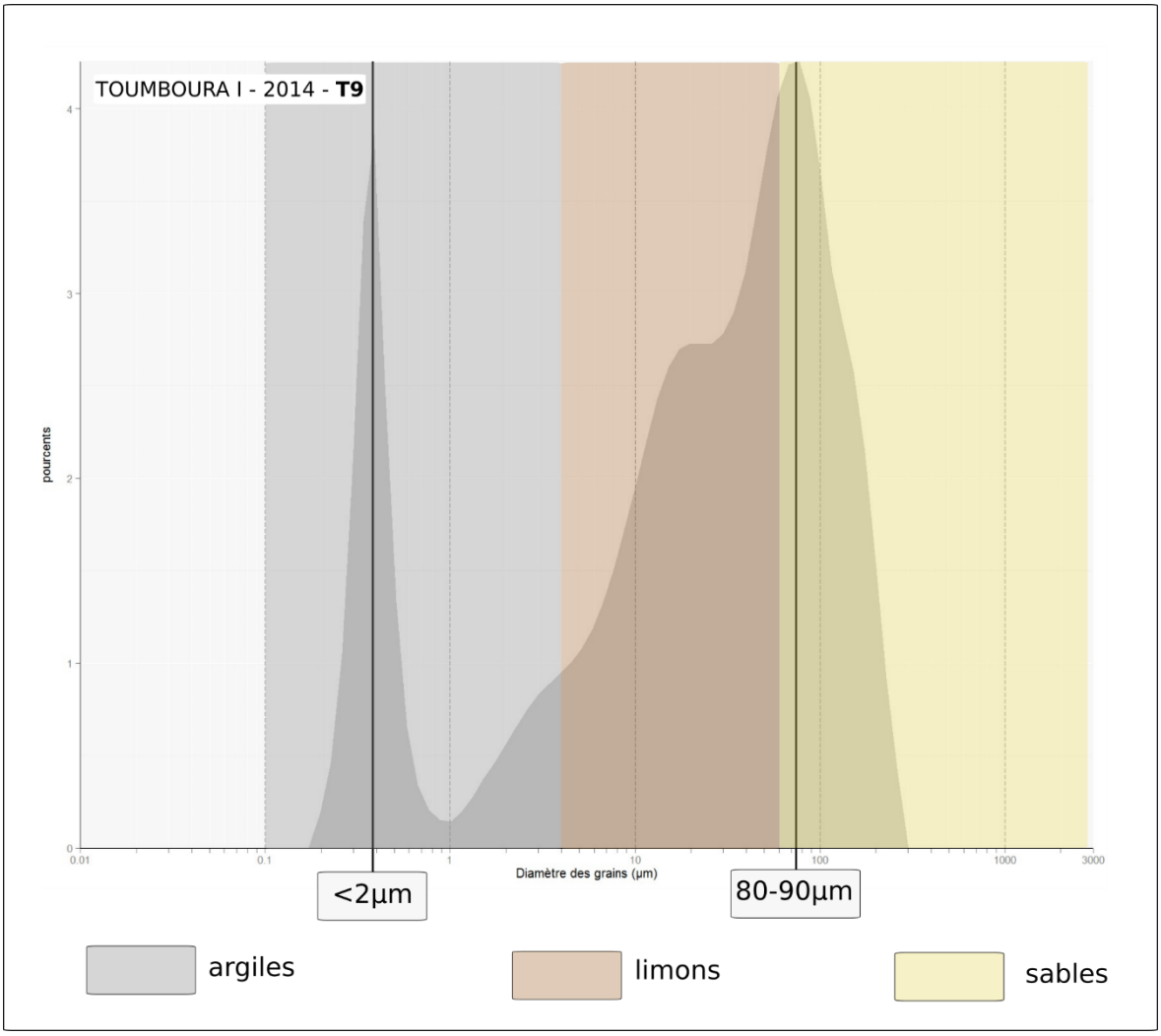


Figure 50: *exemple de courbe granulométrique présentant deux modes très distincts*

(1) un premier inférieur ou proche de 2 µm donc représentant une population d'argiles et de limons fins

(2) une second moins net représentant une proportion importante de sables fins et de limons.

La courbe présentée en exemple pourrait témoigner d'un dépôt de sables fins transportés par la rivière dans une dynamique alluviale qui caractérise aujourd'hui certains bancs de chenaux, dépôts de berges ou sand sheet dans une plaine d'inondation. La population d'argile pourrait témoigner d'une pédogenèse post dépositionnelle liée à un engorgement saisonnier de la plaine d'inondation.

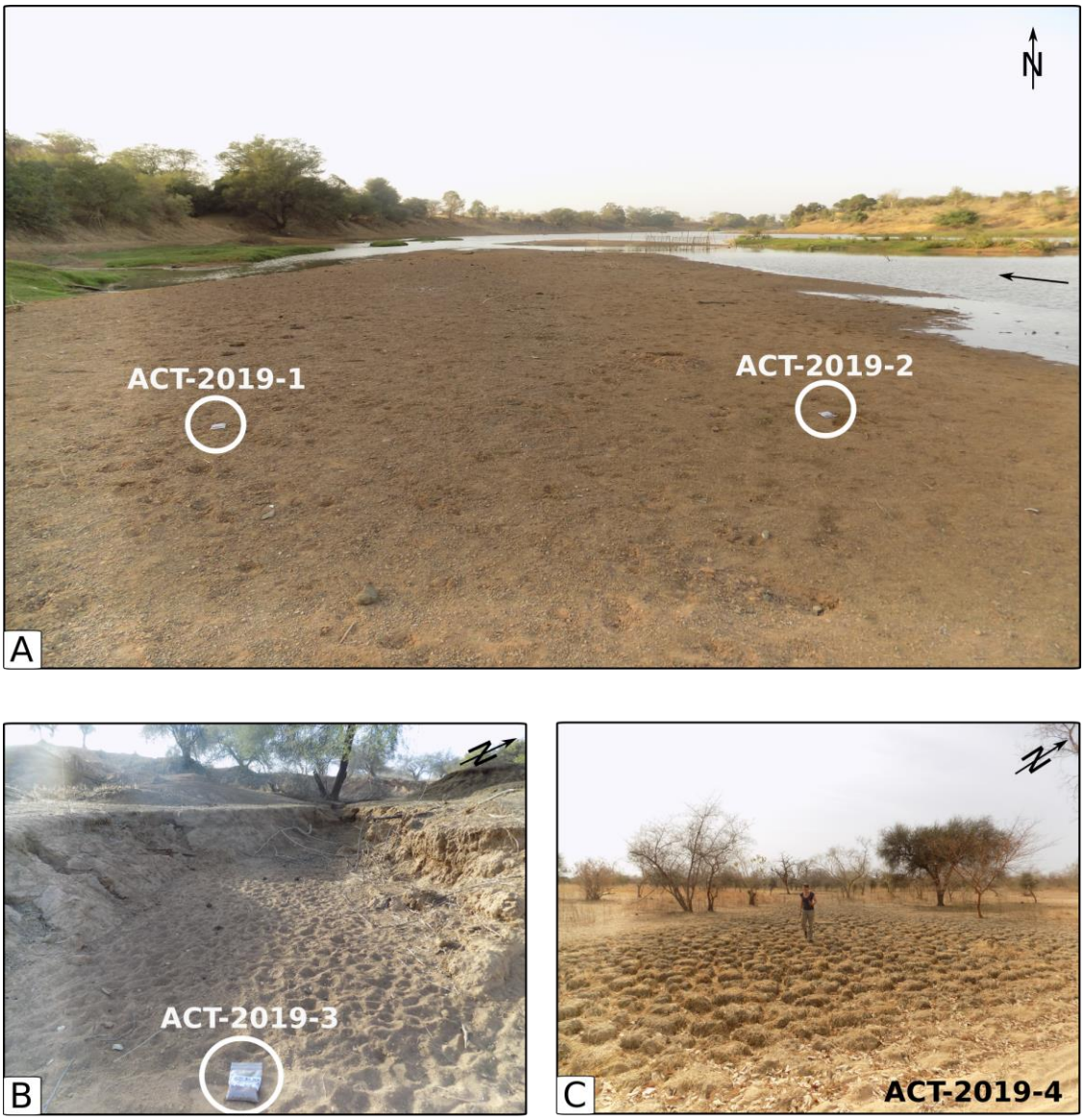


Figure 51: *échantillonage de sédiments actuels dans la vallée de la Falémé*

A: *prélèvements dans un banc latéral de la Falémé proche de son niveau d'étiage;* ***B:*** *prélèvement dans le fond d'un petit affluent temporaire de la Falémé;* ***C:*** *prélèvement dans une ancienne mare située sur le haut du glacis principal, assez loin de la rivière*

Afin de réaliser un référentiel des dynamiques actuelles, un échantillonnage des sédiments actuels a été réalisé (**Figure 51**). Un des objectifs était d'exploiter l'image CM qui permet de caractériser les dépôts séidmentaires (Passega, 1957). 13 échantillons ont été prélevés avant le début de la thèse, ils ont été complétés de 9 échantillons pendant la thèse (**Tableau 6**). L'image CM n'a finalement pas été réalisée pour ce manuscrit.

Identifiant	Localisation / déscription
Toumboura - act - 01	**Banc sableux non végétalisé** - TMB
Toumboura - act - 02	**Basse terrasse de la Falémé** Forêt galerie - TMB
Toumboura - act - 03	**Banc latéral végétation herbeuse** - TMB
Missira - act - 01	**Basse terrasse de la Falémé** Champ de maïs - Missira
Missira - act - 02	**Basse terrasse de la Falémé** Champ de tabac - Missira
Missira - act - 03	**Banc convexité** - Sable grossier- Missira méandre amont
Missira - act - 04	**Très basse terrase amont -** Missira méandre amont
Missira - act - 05	**Banc convexité** - Sable grossier à gravillons- Missira méandre amont
Missira - act - 06	**Glacis supérieur** - Missira méandre amont
Missira - act - 07	**Haute terrasse** - Missira méandre amont
Missira - act - 08	**Lobe de méandre C4 MMA** - Missira méandre amont
Missira - act - 09	**Lobe de méandre C3 MMA** - Missira méandre amont
Missira - act - 10	**Très haute terrasse** - Missira méandre amont
Act-2019-1	**Centre du banc latéral** - TMB rive gauche
Act-2019-2	**Bord du banc latéra**l - TMB rive gauche
Act-2019-3	**Fond de chenal affluent** - sables roux - TMB ravinements
Act-2019-4	**Mare ou dépression humide temporaire** -Route de Sansandé
Act-2019-5	**Dépression sud Sansandé** Argile de surface -
Act-2019-6	**Banquette alluviale active** - sables roux sous croûte d'argile - ravin de Sansandé
Act-2019-7	**Banquette alluviale active** - croûte d'argile - ravin de Sansandé
Act-2019-8	**Ravinements actifs Toumboura** Dépôts de ruissellement -
Act-2019-9	**Ravinements actifs Toumboura nord** Dépôts de ruissellement -

Tableau 6*: totalité des 22 échantillons sédimentaires servant à renseigner le référentiel actuel*

5.1.2 Apports de la micromorphologie

L'analyse micromorphologique des sédiments a occupé une place importante dans le programme de recherche dès les premières études au Mali (Neumann et al., 2009; Lespez et al., 2011; Chevrier et al., soumis). Pleinement intégrée au protocole d'échantillonnage pour les datations OSL, cette analyse a continué de manière systématique dans la vallée de la Falémé, menée par Laurent Lespez.

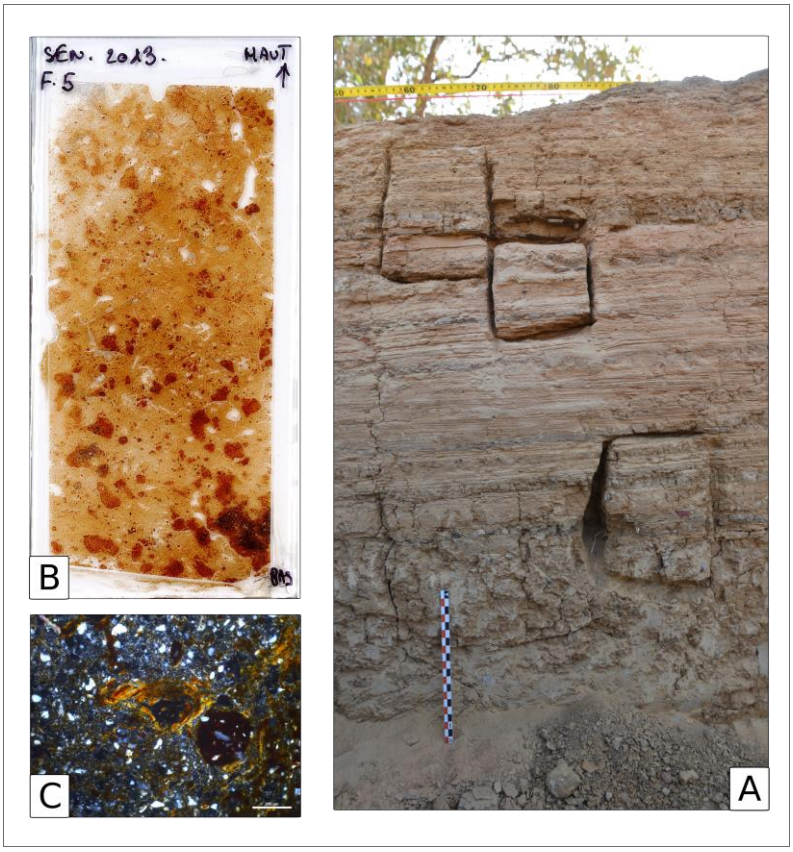


***Figure 52** : étapes de l'analyse micromorphologique*

***A :** stratégie de prélèvement sur la coupe Missira III ; **B :** montage de lames minces et observation générale à la loupe binoculaire ; **C :** observation des lames au microscope*

L'objectif de cette analyse est la lecture des processus sédimentaires et pédologiques à échelle microscopique, elle permet donc d'augmenter la résolution des descriptions des faciès sédimentaires réalisées sur le terrain et poursuivies en laboratoire. L'observation de ces faciès au microscope permet notamment d'identifier les possibles figures d'humification, d'oxydo-réduction, d'hydromorphie, ou encore les types de dépôts, la présence de traits pédologiques spécifiques ou encore d'activité biologique voire anthropique.

Les blocs micromorphologiques sont prélevés sur le terrain (**Figure 52 – A**) et emballés dans du plâtre pour conserver intacte la structure des sédiments et leur orientation. L'induration des sols pendant la saison sèche facilite le prélèvement malgré la texture parfois sableuse de ces

derniers. Les blocs sont ensuite préparés au laboratoire EPOC de Bordeaux où ils sont enduits de résine synthétique afin d'assurer la fixation des sédiments. La lame est ensuite découpée puis montée sur une lame de verre (**Figure 52** - B). L'ensemble des 82 lames minces a été interprété par Laurent Lespez au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon (**Figure 52** - C). Un premier article concernant cette analyse dans la vallée de la Falémé est en cours de publication (Chevrier et al, soumis).

Les analyses présentées ci-dessus ont donc permis, dans le premier temps des recherches dans la vallée, de discriminer les formations. Un des objectifs de la thèse était de chercher de nouveaux indicateurs afin de compléter les premières études.

5.2 La construction du cadre chronologique

5.2.1 Les datations radiocarbone

La construction du cadre chronostratigraphique s'est en partie appuyée sur des datations obtenues par la méthode du radiocarbone. 4 échantillons ont été analysés à l'ETH/PSI Ion Beam Physics laboratory de Zurich en Suisse (ETH), partenaire du programme de recherche. Les dates AMS (spectrométrie de masse par accélérateur) exploitables ont ensuite été calibrées grâce au programme OxCal v4 3.2 et à la courbe de calibration IntCal13 (Reimer et al., 2013). Les dates seront exprimées en BP (« before present ») mais elles seront également exprimées en BC (avant Jésus-Christ) et AD (après Jésus-Christ).

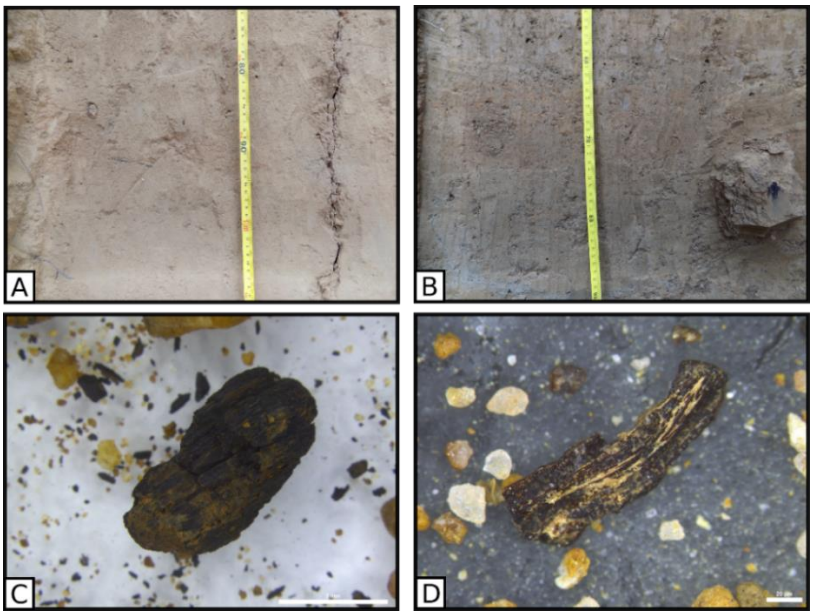


Figure 53: *types de prélèvements envoyés pour datation radiocarbone et enjeux de contamination*

A : *CP5 du ravin de Sansandé présentant une bioturbation importante ;* ***B :*** *CP7 du ravin de Sansandé, exemple de charbon qui a été préservé puis échantillonné (droite de la photo) ;* ***C :*** *charbon millimétrique observé à la loupe binoculaire dans un échantillon de la coupe Goun 1 prélevé à 326cm de profondeur ;* ***D :*** *micro reste végétal contemporain observé dans l'échantillon Missira M17*

Ce partenariat a permis une liberté dans le choix d'envois des échantillons tests. Ainsi, 9 échantillons ont pu être envoyés pour datation sur matière organique (végétaux ou matière organique totale), et 25 charbons millimétriques ou micro-charbons ont permis de produire des dates de manière plus certaine. Le choix des échantillons à dater s'est effectué soit directement sur le terrain lors de la réalisation de coupes ou de carottages à gouge ouverte (**Figure 53 -** A-B), soit en laboratoire après observation à la loupe binoculaire d'échantillons choisis (**Figure 53**- C-D). La recherche de micro-charbons est venue répondre à un besoin de précision du cadre chronostratigraphique (**Tableau 7**).

Protocole

Tamisage à 150µm de 3cm^3 de sédiments

↓

Observation / identification / prélèvement des microrestes végétaux

↓

Discusison / séléction / envoie des échantillons au Ion Beam Physics laboratory de Zürich en Suisse

Site	Nombre d'échantillons étudiés
Toumboura	10
Missira	51
Goundafa	3
Fatandi	8
	72

Site	Identifiant	Nature de la matière organique
Goundafa	Goun 1	fragments de charbon + 1 charbon de 8mm
Missira	C2 - 4 Missira-RD	bois millimétriques
	C2 - 4 Missira-RD	bois et charbons
	C2 - MMA	végétaux
	C2 - MMA	végétaux et charbons
	C3- MMA	végétaux
	Missira chenal M 17	bois et charbons
Toumboura	T9	charbons < 1mm
	T10	végétaux
	T11	végétaux
Fatandi	CP - F3	charbons
	CP-F2	charbons
	F10	végétaux
	F11	végétaux
	F13	végétaux

échantillons envoyés pour datation radiocarbone

Tableau 7 : *protocole et déroulé de la recherche de micro charbons*

Le Tableau 8 présente l'ensemble des échantillons envoyés. Seulement 18 dates radiocarbones ont pu être utilisées dans cette thèse.

L'ensemble des dates radiocarbones utilisées dans la thèse (**Tableau 8 – A**) ne couvre pas de manière homogène notre période d'étude. Seuls 4 échantillons datent le pléistocène supérieur contre 14 pour l'holocène récent, les échantillons organiques les plus anciens étant presque systématiquement dégradés ou même inexistants. Le Tableau 8 et la Figure 55 mettent bien en lumière cet important hiatus. Parmi les causes d'échec de datation radiocarbone (**Figure 54**) figurent la très mauvaise conservation de la matière organique dans les sols du domaine soudano-sahélien, en raison des alternances récurrentes et brutales de température et d'humidité, l'insuffisante présence de carbone, mais également la bioturbation des sols et la pollution par de la matière organique contemporaine dans les coupes (**Figure 53- A**). Ainsi sur trente-quatre échantillons envoyés au laboratoire de Zürich, dix se sont révélés postérieurs à 1950 (année de référence à partir de laquelle on considère que la teneur en carbone des échantillons est fortement modifiée par les activités humaines et qu'ils sont donc contaminés).

A

Sample-Nr.	Code d'échantillon	Code-Nr.	Matériel	âge C14 BP	±1 σ	δC13 ‰	±1 σ	mg C	C/N
ETH-86724	SAN -CP20 -15	Ravin de Sansande	Charbon	16256	46			0,00	2,19
ETH-86713	SAN - CP9 316	Haute terrasse	Charbon	16095	45	-24,4	1,0	0,99	381,54
ETH-86714	SAN - CP9 321	Haute terrasse	Charbon	16046	45	-22,7	1,0	1,00	357,82
ETH-86715	SAN -CP12 -388	Haute terrasse	Charbon	14806	43	-25,2	1,0	0,99	235,76
ETH-100168	MISSIRA RD C3 – 9 804-807	Très Haute terrasse	Matière organique	2515	22	-30,7	1	1	130,79
ETH-86717	SAN -CP14 -257	Haute terrasse	Charbon	1618	25	-26,8	1,0	0,99	207,04
ETH-80884	CP1 280 cm	Ravin-Sansande	Charbon	1337	20	-25,7	1,0	0,99	272,96
ETH-78828	CP - F2	Fatandi	Charbon	964	29	-23,6	1	0,22	1,11
ETH-78829	T9	Tomboura	Charbon	841	81	-9,4	1		
ETH-80881	CP2 35 cm	Ravin-Sansande	Charbon	249	20	-27,6	1,0	0,99	54,96
ETH-80879	C1-2 129 cm	Méandre-Sansande C1	Charbon	243	27	-27,6	1,0	0,42	127,18
ETH-86719	SAN -CP7 - 106	Basse Terrasse berges Falémé	Charbon	176	24	-26,9	1,0	0,31	198,42
ETH-86721	SAN -CP7 - 274-279	Basse Terrasse berges Falémé	Charbon	158	24	-27,5	1	0,35	48,5
ETH-78827	CP-F3 (2)	Fatandi	Charbon	153	10	-24,7	1	0,99	28,65
ETH-78826	CP-F3 (1)	Fatandi	Charbon	147	10	-24	1	1	57,28
ETH-86720	SAN -CP7 -162	Basse Terrasse berges Falémé	Charbon	126	23	-25,8	1,0	1,00	117,91
ETH-80883	CP2 77 cm	Ravin-Sansande	Charbon	122	20	-26,3	1,0	0,99	307,43
ETH-80882	CP2 51 cm	Ravin-Sansande	Charbon	120	20	-24,7	1,0	1,00	311,17

B

Sample-Nr.	Code d'échantillon	Code-Nr.	Matériel	âge C14 BP	±1σ	δC13 ‰	±1σ	mg C	C/N
ETH-78825	V F13	Fatandi	Matière organique	-971	32	-28,4	1	0,14	21,77
ETH-78830	T10	Tomboura	Charbon	-781	122	-23,6	1		
ETH-78831	T11	Tomboura	Charbon	-242	21	-13,2	1	0,38	6,35
ETH-78832	463-466 cm	C2 MMA-Missira	macrofossile	-570	75	-24,6	1		
ETH-78833	356-360 cm	C2 MMA-Missira	Matière organique	-625	20	-28,9	1	0,99	42,98
ETH-78834	155 -160 cm	C3 MMA-Missira	Matière organique	-202	78	-13,9	1		
ETH-78835	Chenal M17	Missira	Matière organique	-185	172	-22,6	1		
ETH-86722	SAN -CP7 -377-380	Basse Terrasse berges Falémé	Matière organique	-101	22	-26,3	1	0,58	76,25
ETH-86723	SAN -CP7 - 365-368	Basse Terrasse berges Falémé	Matière organique	-133	23	-25,3	1,0	1,00	303,22
ETH-86716	SAN -CP11-357	Haute terrasse	Charbon	-546	23	-28,2	1,0	1,00	60,94
ETH-80880	C1-2 173,5 cm	Méandre-Sansande C1	Charbon	trop petit					
ETH-86718	SAN-CP7-77	Basse Terrasse berges Falémé	Charbon	trop petit		-29,5	1,0	0,99	195,53
ETH-86725	DJOU - CP4	Djoutoubaya ravin nord	Charbon	trop petit					
ETH-86726	DJOU -CP2 -34-38	Djoutoubaya ravin nord	Matière organique	trop petit				0,04	23,3
ETH-86726	DJOU -CP2 -34-38	Djoutoubaya ravin nord	Matière organique	trop petit					
ETH-86712	SAN-SS1 151	zone marécageuse temporaire	Charbon	échantillon dissout					

Tableau 8 *: totalité des échantillons envoyés au laboratoire d'analyse pendant la thèse*

A: *dates exploitées dans la thèse;* ***B:*** *dates inexploitables*

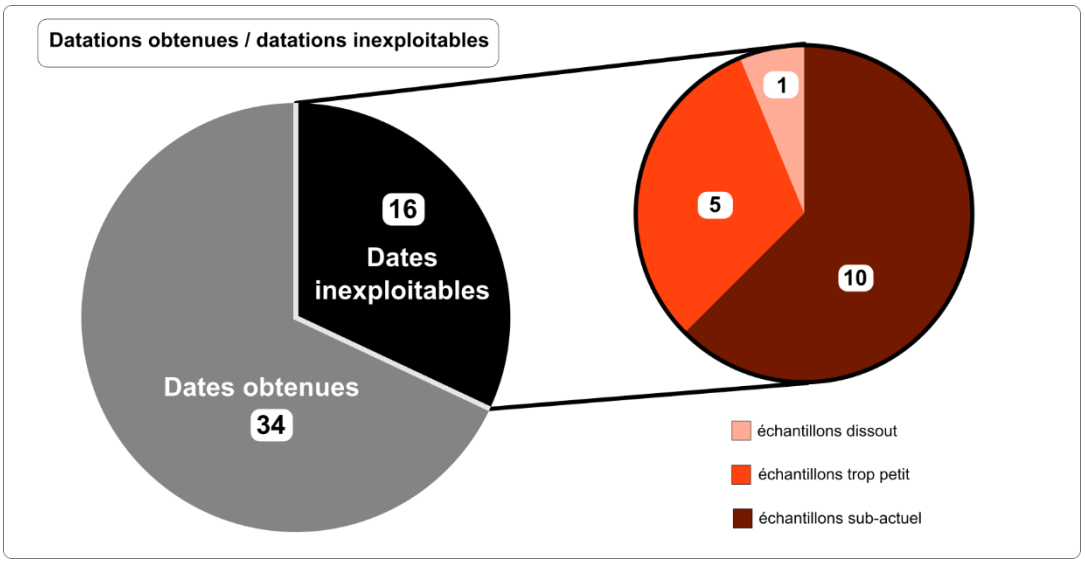


Figure 54: *illustration de l'importance de la datation radiocarbone et de ses enjeux en domaine soudano-sahélien*

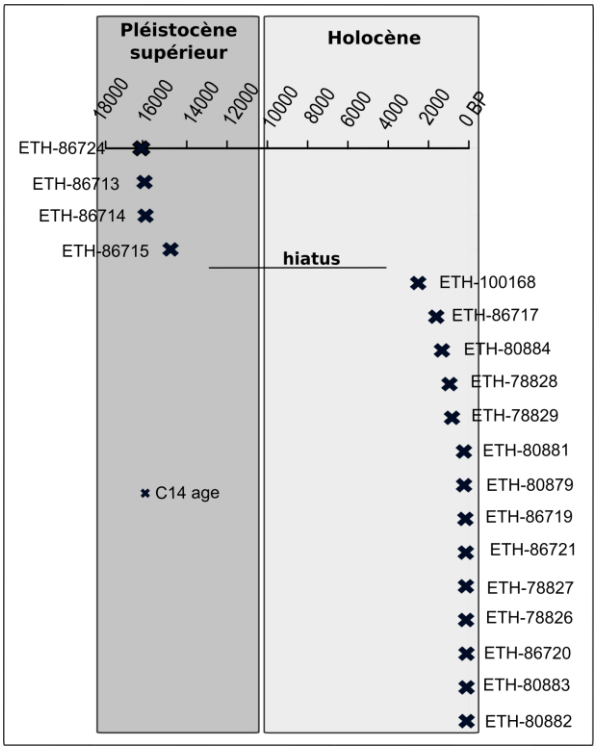


Figure 55: *totalité des dates radiocarbones, mettant en lumière un important hiatus sédimentaire à la transition Pléistocène - Holocène jusqu'au derniers millénaires*

Les datations radiocarbones ont été complétées par des datations par luminescence stimulée optiquement.

5.2.2 Les datations par luminescence stimulée optiquement (OSL)

Partenaire du programme de recherche depuis le lancement de Chercha en 2011, le laboratoire IRAMAT–CRP2A de Bordeaux a pris en charge les enjeux de datations par OSL. Les travaux de recherche de Brice Lebrun lors de son doctorat (Lebrun, 2018) ont notamment fourni une

importante quantité de résultats et ont été complété ensuite par les travaux de Chantal Tribolo qui a fourni les premières datations dans la vallée de la Falémé et a poursuivi la recherche après la fin de la thèse de B. Lebrun. La méthode consiste à dater la dernière exposition d'un minéral à la lumière. La date estimée, attribuée à un grain pris dans une couche sédimentaire donnée, indique donc l'âge de dépôt de cette couche sédimentaire. Cette méthode repose sur la capacité de certains matériaux à piéger une quantité d'énergie et à la restituer sous forme lumineuse lors d'une stimulation (thermique, optique, etc.) (Lebrun, 2018). Ce qui signifie que les pièges en question restituent l'énergie et se vident lorsqu'ils sont stimulés (cette remise à zéro est appelée blanchiment). Ainsi on cherche à dater la dernière fois que le minéral a été exposé à la lumière en calculant la quantité d'énergie piégée depuis le dernier blanchiment du grain (dose totale accumulée, *De*), rapportée à une dose accumulée par unité de temps (*Da* / ka dans cette étude). Cette méthode a été utilisée pour la première fois en archéologie en 1964 (Aitken et al., 1964), elle présente pour nos recherches archéologiques et paléoenvironnementales en Afrique de l'Ouest deux principaux intérêts.

(1) la mesure est réalisée sur des grains de quartz ou des feldspaths. Dans nos échantillons, les grains de quartz sont présents en nombre très importants. Ce minéral présente une bonne résistance à l'érosion nécessaire à leur conservation dans les sols de notre zone d'étude. En revanche on trouve très peu de feldspath (ils ont une plus faible résistance à l'altération), et à l'exception des échantillons du site du Ravin Blanc, tous les échantillons ont été datés à partir des grains de quartz.

(2) l'amplitude chronologique potentielle nous permet de compléter la portée des datations radiocarbone. En effet cette méthode appliquée aux grains de quartz nous permet de couvrir les 100 derniers milliers d'années (Lebrun, 2018).

Ainsi, les travaux de thèse de B. Lebrun font état de 86 dates réalisées à partir des échantillons de 20 secteurs différents (contexte intra-site ou extra-site confondus). L'ensemble de ces datations pose le cadre chronostratigraphique de notre étude, et la plupart d'entre elles ont déjà fait l'objet de publications (Chevrier et al., 2016; Lebrun et al., 2016; Chevrier et al., 2017; Lebrun et al., 2017; Lebrun, 2018; Rasse et al., 2020; Chevrier et al., soumis). La coupe stratigraphique de synthèse (Rasse et al., 2020) présente leur intégration dans un cadre chronostratigraphique général. Durant mes quatre années de thèse, 13 échantillons ont spécifiquement été prélevés pour les études paléoenvironnementales (**Tableau 10**).

Année de prélèvement	Site ou coupe d'origine	Code d'échantillons	Date estimée
2017	Berge de Sansandé	S10	**pas de mesure**
2017	Berge de Sansandé	S9	35 **± 3 ka**
2017	Entrée du ravin de Sansandé / pas de coupe de référence	S8	**26 ± 2 ka**
2017	CP6 ravin de Sansandé	S7	**19 ± 1 ka**
2017	CP6 ravin de Sansandé	S6	**19 ± 1 ka**
2017	CP3 ravin de Sansandé	S5	**Max 1,4 ± 0,2 ka**
2017	CP4 ravin de Sansandé	S4	**Max 1,7 ± 0,1 ka**
2017	Coupe Harrakis Missira	M29	**19 ± 2 ka**
2017	Coupe Harrakis Missira	M30	**23 ± 2 ka**
2018	CP8 ravin de Sansandé	S11	**Date en attente**
2018	CP9 ravin de Sansandé	S12	**2 populations de grains** distinctes 3000-500 ans et 40-10 ka
2018	CP9 ravin de Sansandé	S13	**2 populations de grains** distinctes 3000-500 ans et 40-10 ka
2018	CP20 ravin de Sansandé	S14	**18 ka date non finale**

Tableau 10: *échantillons et dates OSL estimées réalisées pendant la thèse*

Un protocole de prélèvement a été mis en place, systématisant le prélèvement simultané de quatre échantillons.

(1) un échantillon pour la datation OSL. La nécessité de ne pas exposer les échantillons à la lumière pour éviter le blanchiment des grains a imposé une logistique spécifique. La localisation du prélèvement était repérée dans la journée lors des prospections ou des fouilles, puis une équipe revenait à la nuit tombée pour réaliser un prélèvement nocturne. Pour chaque échantillon, une mesure de la dose équivalente annuelle a été réalisée grâce à une sonde (LaBr, Inspector 1000, Canberra) introduite à l'endroit du prélèvement le lendemain de l'échantillonnage nocturne (Figure 56). En laboratoire est ensuite estimée la teneur en eau du

sédiment au moment de l'enfouissement, afin de limiter la marge d'erreur due à l'absorption par l'eau d'une partie de la dose, faussant ainsi la quantité d'énergie reçue par un minéral.

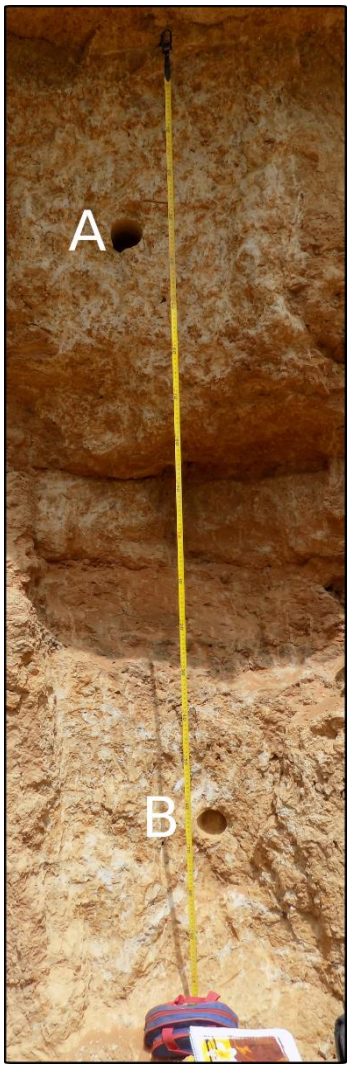


Figure 56: *exemple de localisation des trous de la sonde permettant la mesure de la dose équivalente pour les échantillons de la coupe CP6 du ravin de Sansandé*

(2) un échantillon de sédiment en vue d'une analyse des phytolithes par Aline Garnier

(3) un échantillon de sédiment en vue d'analyse sédimentologique (granulométrie notamment)

(4) un bloc micromorphologique (conditionné dans une enveloppe de plâtre) en vue de la lecture de lames minces par Laurent Lespez.

Pour 8 échantillons réalisés à partir de carottages profonds et conservés dans des tubes opaques, la mesure de dose équivalente annuelle n'a pas pu être réalisée et a dû être estimée à partir du prélèvement d'un échantillon. Ces dates plus incertaines seront discutées en fonction des autres dates radiocarbones disponibles (carottages C3 du méandre de Missira rive droite et SC1 du méandre de Sansandé).

Chapitre 6

6 La recherche de nouveaux indicateurs

Les analyses de terrain et de laboratoire présentées dans les chapitres précédents nous ont permis de comprendre le paysage géomorphologique de notre zone d'étude (Rasse et al., 2020). Dédier une thèse à l'étude de cette vallée permettait d'envisager la recherche de nouveaux indicateurs. L'objectif de cette recherche était de tester des analyses sédimentaires qui permettraient de discriminer plus finement les unités sédimentaires déjà identifiées, et d'accéder à la compréhension de leur environnement et de leur dynamique de dépôt.

6.1 Minéralogie des sédiments

6.1.1 La nature minéralogique des échantillons : observations et comptages à la loupe binoculaire

Dans le cadre de la recherche de nouveaux indicateurs, l'étude de la fraction minéralogique a occupé une place importante. La granulométrie nous a permis d'apprécier de manière quantitative la composition des échantillons alors que les observations à la loupe binoculaire ont permis de définir la nature des grains dont la distribution granulométrique était connue. Ces observations ont également été un préalable à deux analyses complémentaires : la recherche de microcharbons et la morphoscopie des grains de quartz.

Ces observations ont d'abord été intégrées au protocole de recherche de microcharbons déjà détaillé dans la partie 5.1.1. Ces premières observations sur 72 échantillons n'ont pas fait l'objet de comptages mais les échantillons ont systématiquement été photographiés (**Figure 57**). Dans la mesure ou les microcharbons ont été recherchés dans la fraction supérieure à 150 µm, les observations minéralogiques ont d'abord été réalisées sur cette fraction unique.

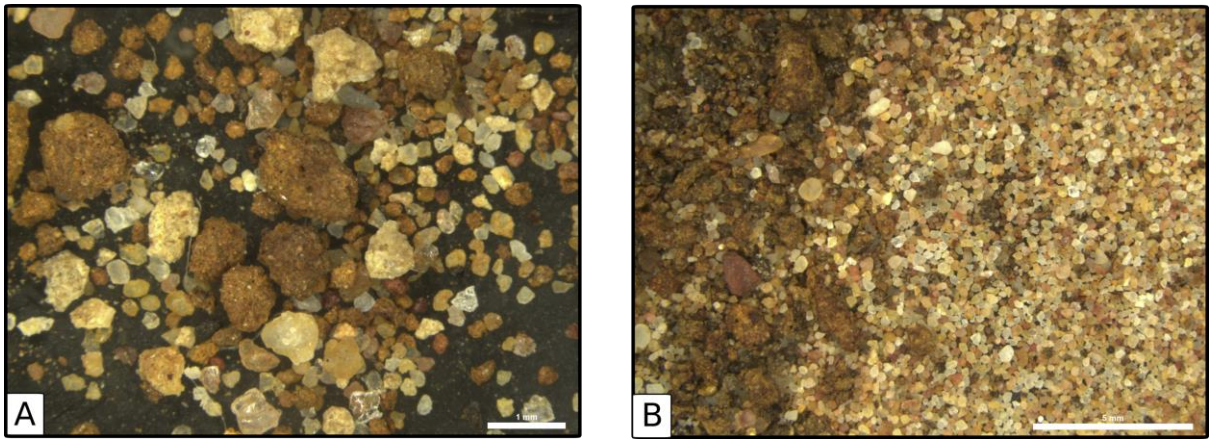
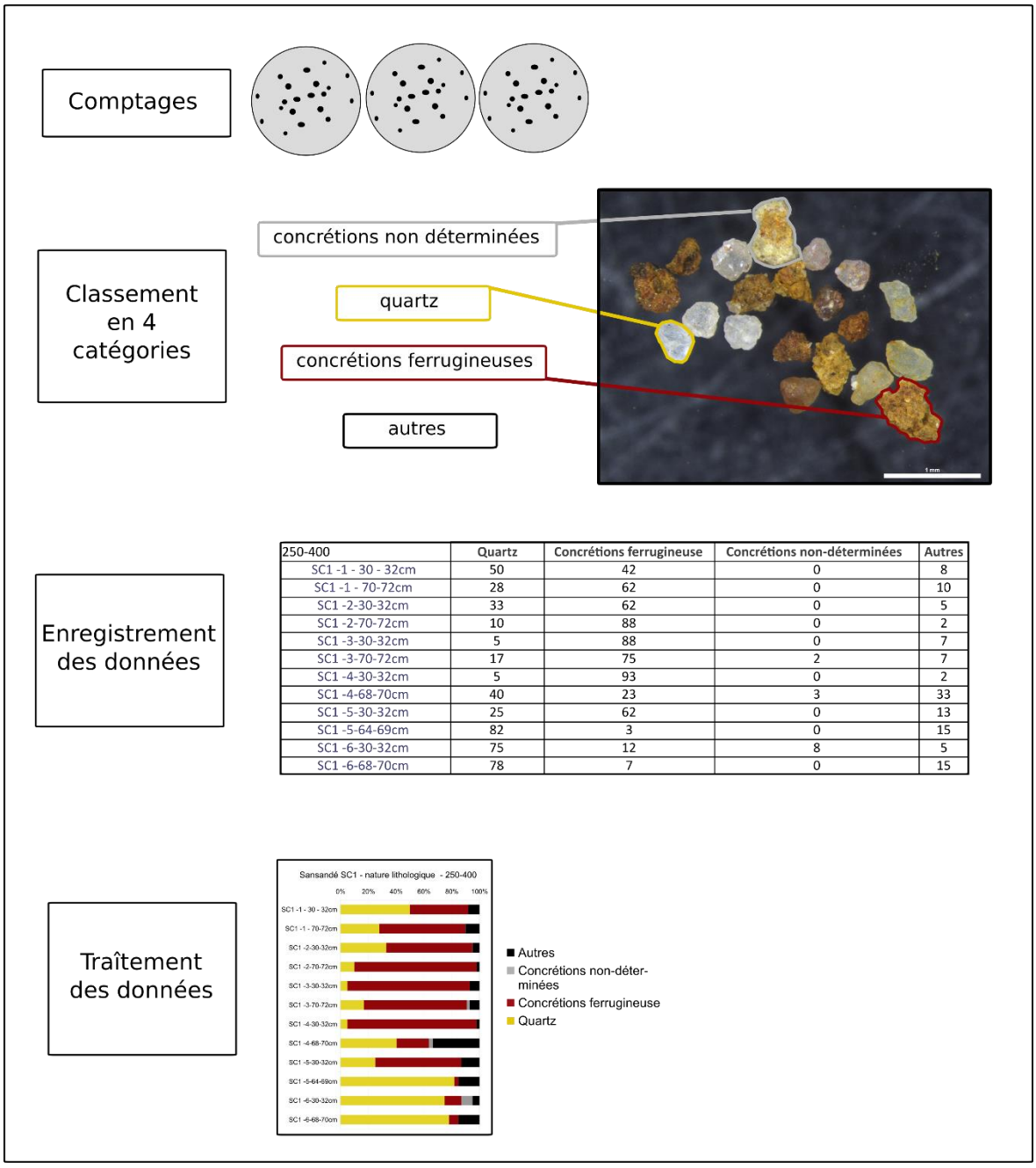


Figure 57: *photos prises à la loupe binoculaire, issues des observations de la nature minéralogique des échantillons réalisées lors de la recherche de microcharbons*

A : *échantillon F9 Amas nord du site Fatandi V. On apprécie à la fois l'amplitude granulométrique dans la fraction supérieure à 150µm, et la diversité des minéraux ou de concrétions présente dans l'échantillon ;* ***B :*** *échantillon M15 des ravinements de Missira, les concrétions ocres à gauche et les minéraux (quartz pour l'essentiel) se démarquent très bien.*



250-400	Quartz	Concrétions ferrugineuse	Concrétions non-déterminées	Autres
SC1 -1 - 30 - 32cm	50	42	0	8
SC1 -1 - 70-72cm	28	62	0	10
SC1 -2-30-32cm	33	62	0	5
SC1 -2-70-72cm	10	88	0	2
SC1 -3-30-32cm	5	88	0	7
SC1 -3-70-72cm	17	75	2	7
SC1 -4-30-32cm	5	93	0	2
SC1 -4-68-70cm	40	23	3	33
SC1 -5-30-32cm	25	62	0	13
SC1 -5-64-69cm	82	3	0	15
SC1 -6-30-32cm	75	12	8	5
SC1 -6-68-70cm	78	7	0	15

Figure 58: *protocole de comptage de la nature minéralogique des échantillons*

Ces observations ont ensuite été intégrées au protocole de morphoscopie qui sera détaillé dans un temps suivant (6.2). Le choix de réaliser des comptages a été motivé par l'analyse morphoscopique des grains de quartz. Dans la mesure où l'on souhaitait appréhender quantitativement la morphologie des grains de quartz dans un échantillon donné, il semblait indispensable de connaître la représentativité de ces grains de quartz dans l'échantillon étudié. Ce sont donc 120 échantillons qui ont fait l'objet de comptages dans le cadre de la morphoscopie, et de l'étude minéralogique. Pour les besoins de la morphoscopie, les échantillons ont été divisés en 3 fractions. Les comptages minéralogiques ont été réalisés

séparément sur chacune de ces fractions (**Figure 58).** Dans la première étape de comptage, une totalité de 60 grains sont isolés par groupe de 20 grains, de manière aléatoire. Chaque groupe de 20 grains est observé et les grains sont classés selon 4 catégories. Ces catégories ont été décidées lors des premières observations en première année de doctorat. Il est apparu que les grains de quartz étaient largement majoritaires, mais que la proportion de concrétions ferrugineuses variait de manière significative. Ces deux catégories principales ont particulièrement retenus notre attention et se sont imposées. Les concrétions ferrugineuses n'ont pas fait l'objet d'une étude spécifique mais dans la mesure où elles relèvent de processus pédologiques, les recherches menées parallèlement sur la fraction argileuse ont pu aider la compréhension de cette fraction ferrugineuse. Les «concrétions non déterminées» comprennent notamment les carbonates, mais également d'autres types de concrétions dont la proportion ne semble pas significative. Enfin la catégorie «autres» regroupe notamment les minéraux lourds identifiés, et autres minéraux dont l'identification n'a pas été possible. Chaque catégorie a ensuite été ramenée à un pourcentage de la totalité de l'échantillon et c'est sous cette forme qu'ont été exploitées ces données.

6.1.2 Minéralogie des argiles

Unité sédimentaire	Profondeur (cm)	Date OSL
U_G	100-103	11±1
U_C	249-252	17±1
U_S	400-403	22±2
U_J	500-503	25±2

Tableau 11*: échantillons de la coupe Toumboura I choisis pour les premiers tests d'analyse par DRX*

Les premières observations minéralogiques décrites plus haut se sont limitées à la fraction supérieure à 150µm, donc à partir des sables les plus fins. Il paraissait important de s'intéresser également à la fraction fine des échantillons, d'autant que l'examen des sédiments sur le terrain et les résultats granulométriques ont révélé une présence significative de limons et d'argiles.

Dans le but de questionner les processus pédologiques et la provenance des fines, des analyses par diffraction des rayons X (DRX) ont donc été entreprises par Nadia Cantin au laboratoire IRAMAT – CRP2A (Bordeaux). La diffractométrie permet l'identification des minéraux et notamment la caractérisation des argiles. Des premiers tests ont été réalisés sur 4 échantillons (**Tableau 11**). Pour ces tests, la coupe Toumboura I a été choisie en raison de son caractère continu et représentatif de la séquence du pléistocène supérieur. De plus, les observations de terrain et l'étude des lames micromorphologiques avaient révélé des marqueurs de processus pédologiques dans cette coupe. Pour ces quatre premiers échantillons, deux analyses DRX ont été réalisées :

(1) une analyse par DRX sur poudre

(2) une analyse par DRX sur lame avec une séparation en deux classes granulométriques :]4µm] et [4-10µm].

La préparation des échantillons a suivi le protocole suivant :

(1) attaque à l'eau oxygénée (H2O2)

(2) tamisage à 60µm

(3) dispersion à la canne à ultrasons

(4) agitation par rotation

(5) sélection de la fraction inférieure à 10µm par décantation (au bout de 4 minutes), puis de la fraction inférieure à 4µm (au bout de 24 minutes).

Pour ce premier test, 8 dépôts sur lame ont été effectués, correspondant aux deux fractions granulométriques étudiées. L'analyse par DRX a été réalisée successivement sur les lames sèches, puis sur les lames glycolées qui permettent de tester la propriété gonflante des argiles, enfin sur des lames orientées chauffées à 500°C. Ces premiers tests ont révélé une variabilité des types d'argile selon les échantillons. La séparation en deux fractions granulométriques pour l'analyse DRX sur lames n'a en revanche apporté aucun élément discriminant. Seule la fraction 10µm a donc été conservée pour les échantillons suivants.

Toumboura 1	C3 Missira RD	Sansandé CP7	Sansandé CP9	Missira Promontoire	Sansandé SC1
50-53	C3-1 38-40	75-80	180-185	40-45	SC1-3 70-72
145-148	C3-2 40-42	174-179	100-105	80-85	SC1-5 30-32
185-188	C3-3 40-42	269-274		130-135	
350-353	C3-4 90-92			200-205	
447-450	C3-6 518-520			230-235	
480-483				280-285	
				300-305	
6	**5**	**3**	**2**	**7**	**2**

Tableau 12: *second envoi d'échantillons pour les analyses par diffraction des rayons X (25 échantillons)*

Sur les 25 échantillons choisis par la suite (**Tableau 12**), 13 ont permis de compléter la séquence pléistocène supérieur, avec les coupes de Toumboura 1 et de Missira Promontoire. Les 12 autres échantillons ont permis de renseigner la nature des argiles dans des sédiments datés de l'holocène récent : carottages C3 de Missira RD et SC1 et les coupes CP7 et CP9 du ravin de Sansandé.

6.1.3 Les minéraux lourds : les tests

Toujours dans la perspective de trouver de nouveaux indicateurs minéralogiques pour déterminer l'origine des sédiments, l'analyse des minéraux lourds a également été testée. Les minéraux lourds sont des minéraux dont la densité est égale ou supérieure à 2,89 (Parfenoff et al., 1970; Mange and Maurer, 1992 ; Mange and Wright, 2007). La caractérisation des minéraux de cette fraction, spécifique par sa densité et sa résistance à l'altération, permet de questionner dans un premier temps l'origine et la distance de transport du matériel (d'après l'étude du substrat, de l'altération des minéraux, etc.), mais également les processus de pédogenèse et l'intensité de l'altération. Le test des minéraux lourds a concerné 12 échantillons au total, répartis en trois phases distinctes (**Tableau 13**). Le protocole utilisé a été mis en place au laboratoire par Michel Torresa (Torresa, 1987).

Test 1	Test 2	Test 3
TMB 1-T4	MIS C3 - 3 40-42	TMB 1-T1
TMB 1-T4	MIS C3 - 6 568-570	TMB 1-T2
TMB 1-T7	MIS C3 - 6 568-570	TMB 1-T3
TMB 1-T7	MIS C3 - 8 818-820	TMB 1-3,58
		TMB 1-3,68
TMB 1-T4 1		TMB 1-T8
TMB 1-T4 2		TMB 1-T9

Tableau 13 : *échantillons testés pour l'analyse des minéraux lourds*

1 : *échantillons attaqués à l'acide oxalique ;* ***2 :*** *échantillons n'ayant pas été attaqués à l'acide oxalique*

Les deux premiers échantillons étudiés ont été choisis à la fois pour tester la pertinence de l'analyse mais également le protocole. Ainsi l'échantillon T4 a été choisi pour l'importance des minéraux lourds identifiés à la loupe binoculaire, lors des observations minéralogiques générales (**Figure 59**). Cet échantillon nous assurait donc un résultat à partir duquel faire évoluer le protocole. L'échantillon T7 présentait lui une quantité importante de concrétions ferrugineuses, permettant ainsi de tester l'efficacité de l'attaque à l'acide oxalique censée attaquer les oxydes de fer.

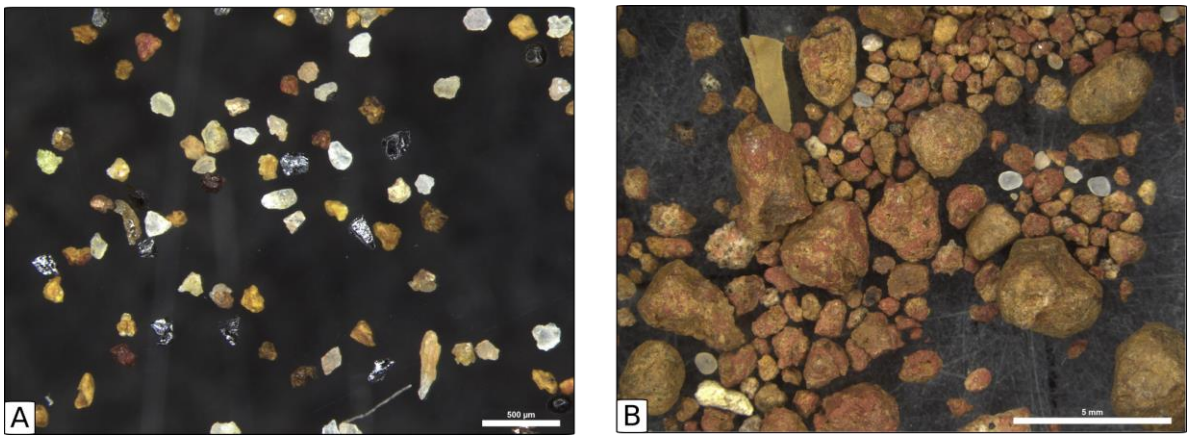


Figure 59: *photos à la loupe binoculaire des échantillons du test 1*

A : *échantillons T4 avant la séparation, qui atteste de la présente de minéraux lourds ;* ***B :*** *échantillon T7 avant l'attaque à l'acide oxalique, qui présente une quantité très importante de concrétions ferrugineuses pouvant gêner le protocole de séparation*

À la suite du premier test, un protocole de préparation adapté à nos échantillons a été mis en place (**Figure 60**) :

(1) agitation par rotation pour faciliter la désagrégation des minéraux / 30 gr (1 matinée)

(2) tamisage par voie humide à 50 µm / séchage (1 nuit)

(3) un second tamisage à sec permet de s'assurer de l'absence de particules <50 µm

(4) attaque à l'acide oxalique à 5 %, faire chauffer à 90°C au moins 30 minutes (selon la teneur de l'échantillon en oxydes de fer). Cette étape ne doit pas être trop longue au risque d'altérer d'autres minéraux. Rincer abondement les échantillons / séchage (une nuit)

(5) séparer la fraction légère de la fraction dense .

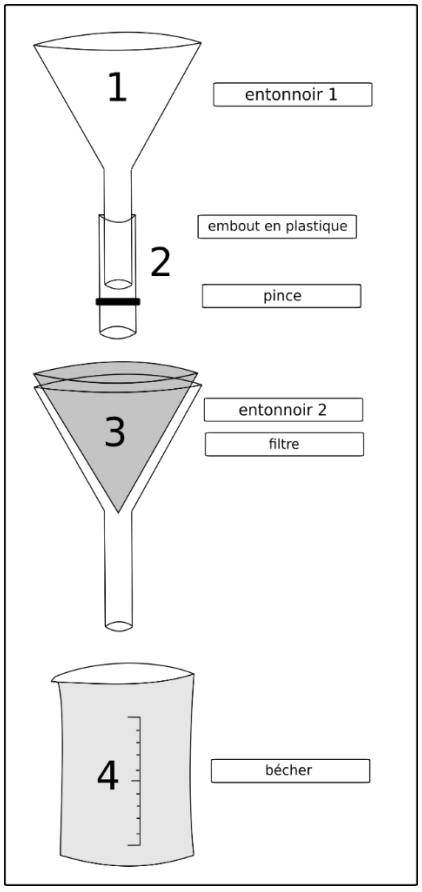


Figure 60: *schéma de l'installation nécessaire à la séparation des minéraux lourds*

En étape 1, les minéraux sont placés dans l'entonnoir 1 et dilués dans 150ml de liqueur dense (polytungstate de sodium, densité à 2,82) pendant une nuit. En étape 2, les minéraux lourds décantent et se déposent dans l'embout en plastique bloqué par la pince, tandis que les minéraux légers comme le quartz à 2,6 flottent dans la liqueur. En étape 3, la pince est desserrée afin de récupérer dans le premier filtre seulement les minéraux lourds. Un deuxième filtre sert ensuite à récupérer les minéraux légers. En étape 4, le bécher réceptionne la liqueur dense afin de procéder au recyclage de cette dernière. Les minéraux lourds récupérés doivent être abondement rincés avant d'être mis à sécher, car le polytungstate de sodium peut fonctionner comme une résine et fixer les minéraux, empêchant l'observation à la loupe binoculaire et le montage des lames. Par ailleurs l'attaque à l'acide oxalique n'est pas totalement efficace contre les oxydes de fers, mais elle permet néanmoins d'en supprimer une partie (comme en témoigne la couleur orange à ocre du bécher après le temps de chauffe).

Les minéraux ont ensuite été observés de deux manières : en vrac, puis sur une lame de verre. L'observation en vrac à la loupe binoculaire a permis d'apprécier l'efficacité du protocole et d'observer la quantité de minéraux lourds d'un échantillon à un autre (**Figure 61** – A - B). Une fois fixés sur une lame de verre avec du baume du Canada, les minéraux lourds sont bien mieux observables et des décomptes pourraient être envisageables (**Figure 61** - C). Ces observations n'ont pas apporté de réels résultats et l'apprentissage de la détermination des minéraux lourds aurait nécessité un temps bien supérieur au temps de la thèse. Quelques observations, qui ne seront pas exploitées dans la suite du manuscrit, ont néanmoins pu être réalisées :

(1) Le transport des minéraux lourds étant nécessairement fluvial en raison de leur densité donc de leur poids, la proportion de minéraux lourds récupérées dans les différents échantillons pourrait permettre de questionner la part de transport fluvial ou éolien.

(2) Certains minéraux ont pu être bien identifiés grâce au manuel de Parfenoff (1970) et il semble qu'un cortège revienne dans plusieurs échantillons. Des minéraux stables comme le zircon (**Figure 61** – C et D), la rutile sous forme souvent d'inclusions aciculaires (**Figure 61** – D) et la tourmaline, ont été largement observés (**Figure 61** – F). D'autres minéraux altérables

comme des amphiboles (hornblende probablement) et des pyroxènes (augite probablement) ont également été remarqués (**Figure 61** – E). Des grains de magnétite (granulométrie autour de 100µm, noir avec un éclat métallique) (**Figure 61** – B) sont omniprésents, et des micas (biotite surtout) ont été inégalement observés.

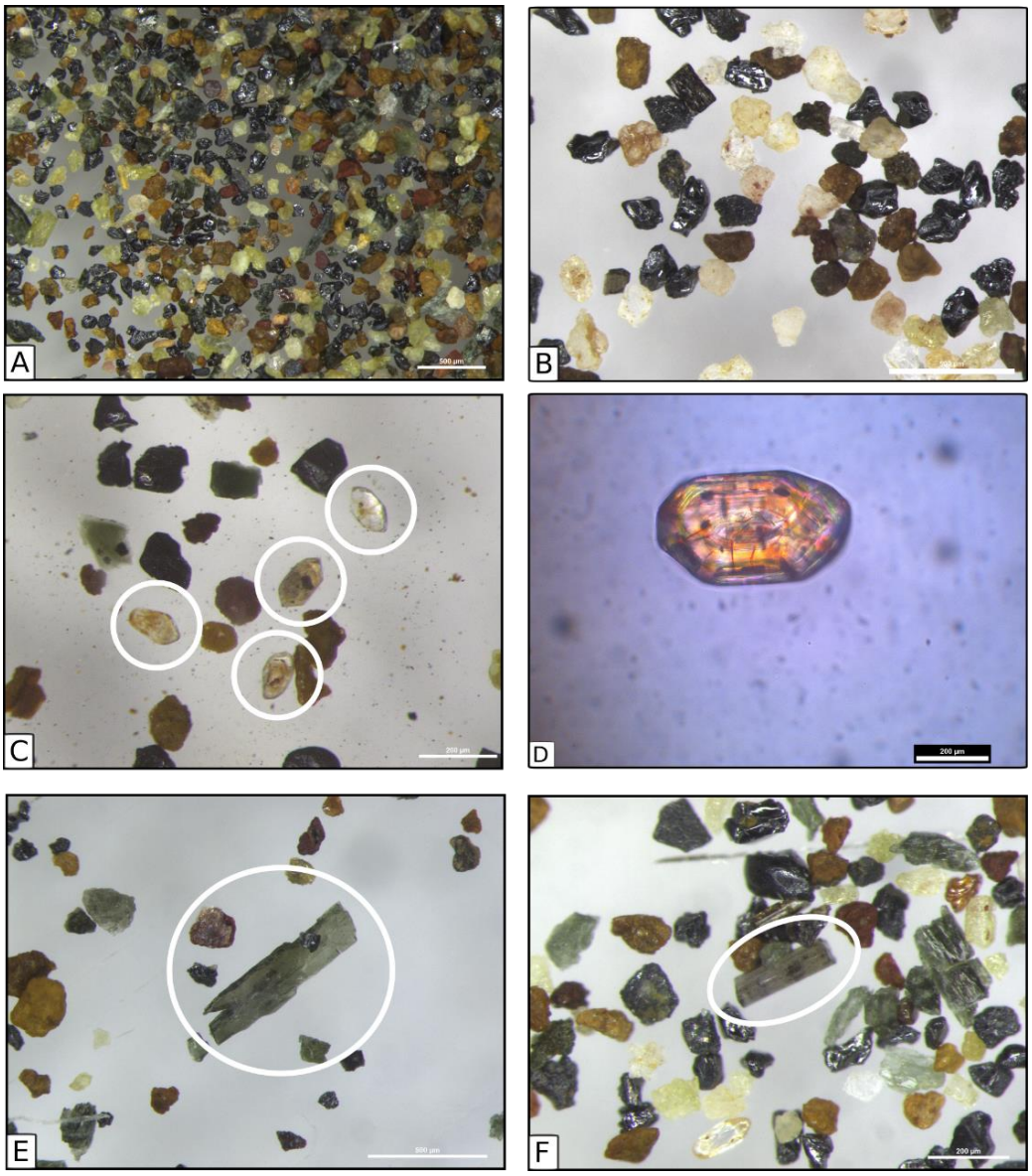


Figure 61*: résultats du protocole de séparation des minéraux lourds et des observations à la loupe binoculaire et au microscope électronique*

A : *vue générale des minéraux lourds de l'échantillon 568-570 du carottage C3-6 ;* ***B :*** *échantillon T1 de Toumboura I observé en vrac à la loupe binoculaire ;* ***C :*** *échantillon 818-820 du carottage C3–8 sur dans lequel on observe quatre zircons ;* ***D :*** *échantillon T3 de Toumboura I, observation d'un zircon au microscope avec une lumière polarisante, mettant en exergue les inclusions de rutile ;* ***E :*** *échantillon 568-570 du carottage C3-6 dans lequel on observe une amphibole ;* ***F :*** *échantillon 568-570 du carottage C3-6 dans lequel on observe une tourmaline.*

(3) Par ailleurs, les minéraux ont présenté selon les échantillons plusieurs variabilités dans la proportion de minéraux, dans la diversité de ces minéraux ainsi que dans leur degré d'altération. On a pu notamment constater que les échantillons datés du Pléistocène avaient

conservé un cortège de minéraux moins diversifié que les échantillons Holocène. Ce constat peut s'expliquer soit par la plus grande altération des minéraux lourds des échantillons plus anciens, soit par une modification des apports sédimentaires (des apports latéraux entraînant un déplacement moindre donc moins d'altération au moment du transport).

(4) Enfin on peut envisager que l'étude des minéraux lourds ne révèle que des assemblages des minéraux les plus résistants au lessivage incessant des sols de notre zone d'étude, et que les cortèges n'apportent que peu d'informations.

Des analyses supplémentaires seraient nécessaires pour confirmer ou infirmer ces hypothèses.

6.2 Morphoscopie et exoscopie des grains de quartz

6.2.1 Morphoscopie

Les premières observations minéralogiques ont mis en lumière l'importante proportion de quartz dans nos échantillons et leur diversité de formes. L'étude morphoscopique des grains de quartz se concentre sur la caractérisation des formes en fonction de la taille des grains. L'objectif de cette caractérisation est de questionner les agents de transport du minéral, notamment la part du transport fluvial et éolien. Le protocole a été mis en place en 1959 par André Cailleux et Jean Tricart (Cailleux et Tricart, 1959). Les études morphoscopiques et exoscopiques des grains de quartz ont notamment été largement développées sur les poussières et les sables du Sahara et de ses marges à partir des années 1980, afin de questionner les distances de déplacement de ces sédiments (Coudé-Gaussen, 1989 ; Coudé-Gaussen, 1991). Le protocole d'origine (Cailleux et al., 1959) a été conçu à partir de l'étude des grains de quartz de trois secteurs : le delta du Sénégal, les côtes Mauritaniennes et le bassin de la Seine. La proximité géographique des deux premiers secteurs et géomorphologique du troisième nous a encouragé à nous inspirer du protocole d'origine en adaptant cependant quelques paramètres pour nos analyses. Ainsi la préparation des échantillons a suivi ces étapes :

(1) agitation par rotation dans de l'eau déminéralisée (1 nuit)

(2) tamisage par voie humide de 3gr en trois fractions granulométriques : [150-250µm], [250-400µm] et [400µm]. Séchage en étuve

La séparation en fractions granulométriques est nécessaire dans la mesure où, selon leur taille, les grains vont préférentiellement être façonnés par un agent de transport ou un autre :

- Un grain de taille supérieure à 300µm transporté par le vent se déplace le plus souvent par

saltation (**Figure 62**), le grain retombe sur d'autres grains et le choc produit façonne activement le grain ainsi que les grains entrechoqués. Les chocs successifs façonnent des grains ronds et mats dans la mesure où les grains sont couverts de marques et ne présentent plus de surface plane capable de réfléchir la lumière (**Figure 62** - C) ;

- Un grain de taille inférieure à 150µm sera également transporté par le vent mais étant plus léger, il retombe moins souvent et les chocs lors de la chute impriment moins de marques sur le grain. En revanche lorsqu'il est transporté par l'eau, il est progressivement poli et ses angles s'émoussent (**Figure 62** - B) ;
- Un grain de taille intermédiaire est donc censé représenter équitablement le façonnement d'un agent majoritaire ou la succession d'agents de transports (**Figure 62** - A).

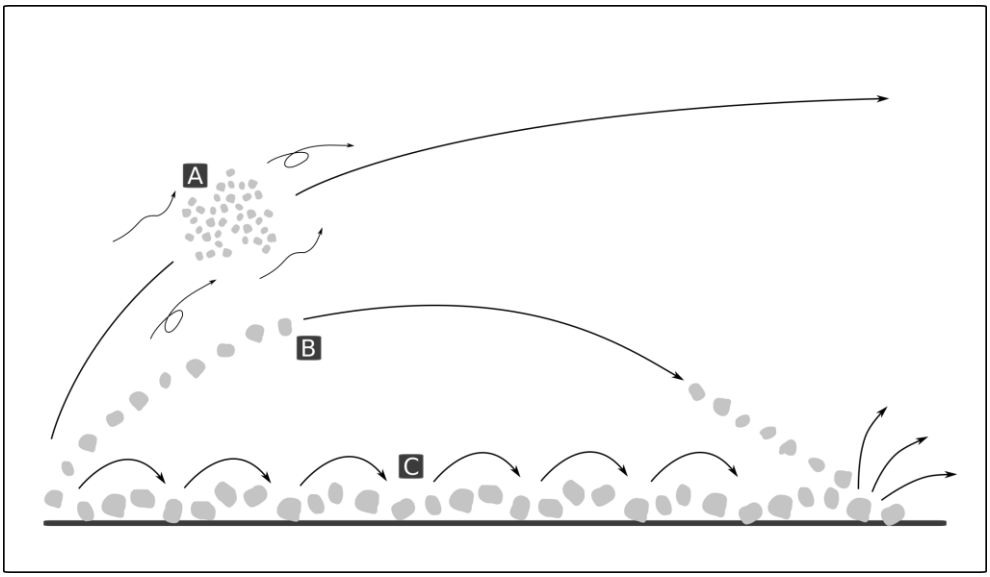


Figure 62: *schéma des trois types de transport éolien des sédiments d'après Coudé- Gaussen, 1995 et Callot, 2008*

A : suspension*, les grains de taille <20µm connaissent une suspension continue, jusqu'à environ 125µm les grains peuvent être transportés sur de très longues distances sans contact avec le sol ;* ***B : saltation****, les grains sont suffisamment légers pour être soulevés par des vents turbulents mais leur poids les fait retomber. A l'endroit de leur point de chute (100-300µm), ils mettent d'autres grains en mouvement ;* ***C : reptation****, le mouvement est identique à celui de la saltation mais avec une énergie bien inférieure (>350µm)*

Figure 63: *échantillons T7 de Toumboura I mettant en lumière le façonnage préférentiel des grains selon leur taille*

A : *fraction 150-250µm ;* ***B :*** *fraction 250-400µm ;* ***C :*** *fraction >400µm*

Les classes granulométriques ont donc été adaptées à notre étude avec pour les sables les plus fins une classe [150-250µm] censée témoigner plutôt des dynamiques alluviales, une classe intermédiaire [250-400µm] censée témoigner équitablement des deux principaux agents de transport, et une classe [400µm] censée témoigner des façonnements éoliens. La limite basse a été mise à 150µm dans la mesure où en dessous de cette taille le transport éolien ne façonne plus activement les grains, mais également parce que les manipulations nécessaires au comptage deviennent très laborieuses (**Figure 63**).

Chaque fraction granulométrique a fait l'objet de deux comptages différents : un pour déterminer la composition minéralogique de la fraction (6.1.1), un second pour classer les grains de quartz en trois catégories morphologiques : les ronds-mats (RM) (**Figure 64** - A), les émoussés-luisants (EL) (**Figure 64** – B) et les non-usés (NU) (**Figure 64** – C).

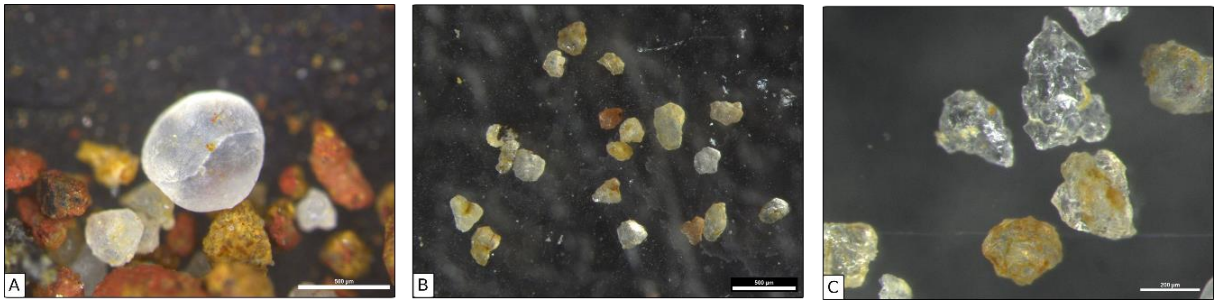


Figure 64: *catégories morphologiques de grains adoptées dans notre étude*

A : *rond-mat observé dans l'échantillon T7 de Toumboura I (fraction >400µm) ;* ***B :*** *émoussé-luisants observés dans l'échantillon 60-65cm (fraction 150-250µm) de la coupe Missira promontoire ;* ***C :*** *non-usés observés dans l'échantillon 20-22cm (fraction 150-250µm) de la carotte C3-7*

Une totalité de 60 grains a été systématiquement comptée. Concernant les grains de quartz, si l'échantillon n'en contenait pas suffisamment, la morphologie des quartz a tout de même été relevée mais le comptage a été considéré comme non-significatif (N.S.). Comme on peut le voir sur la fiche d'enregistrement présentée dans le **Tableau 14,** trois comptages de 20 grains ont été réalisés en prenant soin de ne pas recompter un grain déjà relevé. Cette analyse a concerné 120 échantillons (**Tableau 15**).

site					
Carottage					
identifiant					
fraction granulométrique					
Poids (gr)					
Nature de l'échantillon	1	2	3	Total	Pourcentage
quartz					
concrétions ferrugineuses					
concrétions non-déterminées					
autres					
Morphoscopie des quartz				Total	Pourcentage
rond-mat					
emoussé-luisant					
non-usé					

Tableau 14 : *fiche d'enregistrement du protocole de morphoscopie des quartz*

Coupe / secteur	Nombre d'échantillon
Toumboura I	29
Sansandé - SC1	12
Ech. actuels hors Sénégal	7
Ech. actuels	9
Missira promontoire	13
Sansandé CP10	3
Sansandé CP9	5
Sansandé CP7	8
Missira C3 RD	21
Missira III	3
Missira Harrakis	7
Toumboura III	3
	120

Tableau 15 : *nombre d'échantillons étudiés en morphoscopie par coupe/site*

L'analyse des résultats a confirmé le potentiel de cette analyse dans notre secteur d'étude. Le classement des grains de quartz en trois catégories permet une rapidité de comptage. La définition des catégories a pu toutefois poser quelques questions. Ainsi un grain qui présente des arrêtes saillantes sur une face, et un arrondi bien mat sur une autre face ne peut être considéré ni comme un grain NU ni comme un grain RM. Les arrêtes fraîches témoignent à la limite d'une cassure récente qui a pu survenir pendant la préparation des échantillons. Cet exemple illustre la prudence nécessaire dans la caractérisation des grains et l'importance des trois comptages pour chaque fraction. Par ailleurs, le rangement des grains dans une unique catégorie ne permet pas à priori de questionner la complexe histoire érosive du grain qui a très probablement connu une alternance de phases à dominante hydrique ou éolienne. L'analyse nous apparaît donc particulièrement efficace sur des séquences sédimentaires analysées en continue (Toumboura I ou le carottage SC1). L'évolution des proportions de quartz de chaque catégorie apporte là des informations riches qui doivent être croisées avec d'autres indicateurs.

6.2.2 Exoscopie : les tests

L'exoscopie des grains de quartz est une analyse complémentaire de la morphoscopie. Au cours de ces travaux de recherches, seuls quelques tests ont pu être réalisés avec Brice Lebrun sur le MEB du laboratoire IRAMAT-CRP2A de Bordeaux. Les neuf échantillons de la coupe Toumboura I prélevés en 2014 ont été choisis pour ce test (**Figure 65**). L'objectif de cette analyse est d'observer sur des grains de quartz choisis les micro-façonnements (érosion mécanique) et les états de surface (érosion chimique), afin de renseigner avec une meilleure résolution les modes de transports des sédiments et leurs conditions de dépôt (Ribault, 1975; Coudé-Gaussen, 1991).

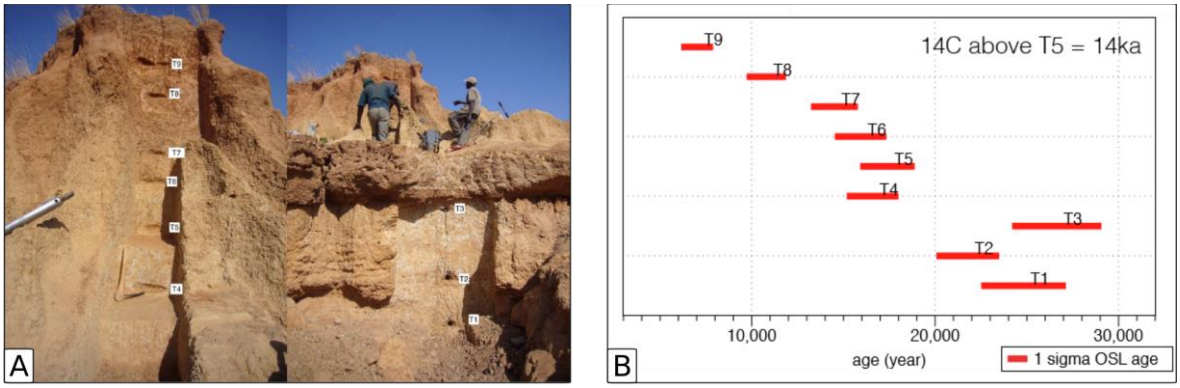


Figure 65: *échantillons T1 à T9 de la coupe Toumboura 1 choisis pour tester l'exoscopie des quartz (B. Lebrun)*

A : *localisation des échantillons lors des prélèvements de la campagne 2014 ;* ***B :*** *dates OSL estimées par Brice Lebrun pour chacun des échantillons*

La préparation des échantillons a été alignée sur le protocole d'observations minéralogiques et de morphoscopie. Environ 3gr d'échantillon ont été tamisés par voir humide à 150µm. Pour ce premier test, une unique fraction supérieure à 150µm a été analysée. Selon Le Ribault, la fraction idéale pour une juste observation des processus mécaniques et chimiques se situe autour de 300µm (Ribault, 1975). L'échantillon a été fractionné afin de ne récupérer que quelques grains représentatifs. Ces grains ont été fixés sur une lame mince à l'aide d'un adhésif. Deux lames contenant deux échantillons chacune ont pu être placées dans la chambre du microscope électronique à balayage (MEB) après avoir été photographiées à la loupe binoculaire. Au-delà des observations et des nombreuses photographies réalisées, grâce à la sonde nous avons pu accéder au spectre minéralogique de certains grains et confirmer l'importance du fer et de l'aluminium dans les concrétions. Enfin un test de métallisation a été réalisé sur 4 échantillons (T5, T6, T8, T9) (**Figure 66**).

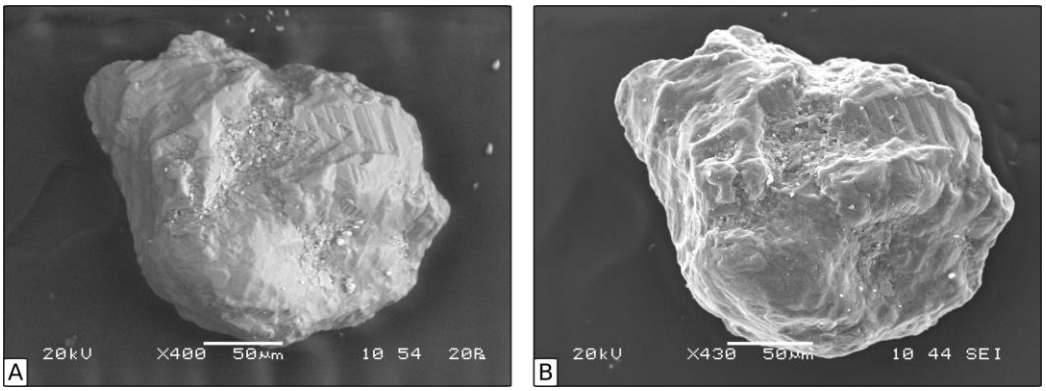


Figure 66: *échantillon T9 de la coupe Toumboura I observé au MEB*

A : *grain non métallisé ;* ***B :*** *grain métallisé*

Cette technique fréquente qui consiste à déposer sur les grains une infime couche métallisée (en l'occurrence de l'or) permet de faire ressortir notamment les micro-façonnements, les creux et les reliefs. L'inconvénient de cette pratique est de ne plus permettre d'établir ensuite le spectre minéralogique des grains étudiés.

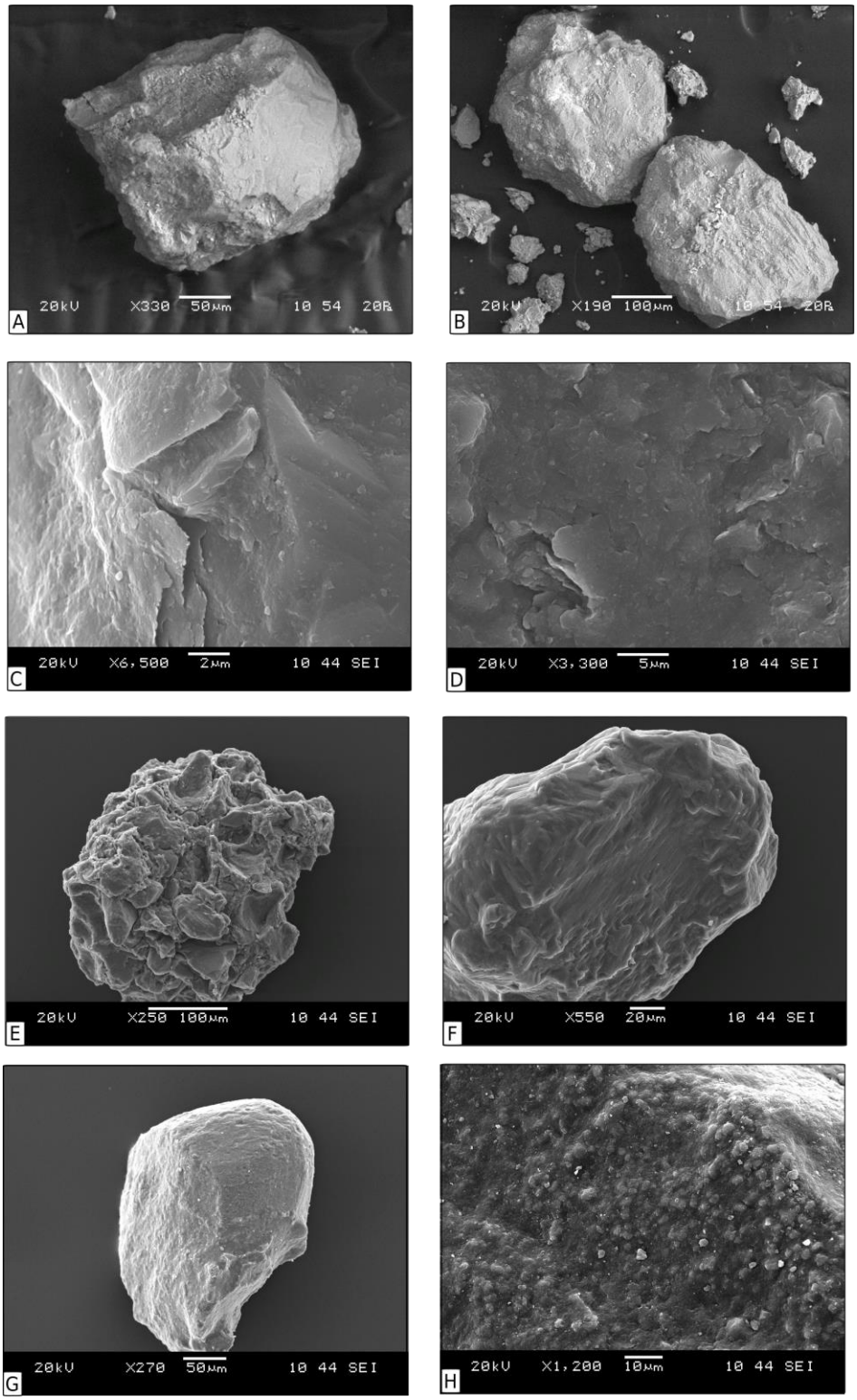


Figure 67: *quartz de la coupe Toumboura I photographiés au MEB*

A : *T3 - échantillon présentant plusieurs micro façonnements témoignant d'une histoire érosive complexe (éolien et alluvial);* ***B :*** *T4 - sur le quartz du bas on peut observer une cassure conchoïdale sur le haut du grain, témoignant d'un choc de haute énergie;* ***C :*** *T5- pellicule siliceuse écailleuse témoignant d'une altération forte de la surface du quartz par éolisation de haute énergie;* ***D :*** *T5 – plan rapproché du même type d'enveloppe écailleuse de silice;* ***E :*** *T6 – grains concrétionnés par un ciment siliceux ou ferreux;* ***F :*** *T6 – figure de dissolution de la silice;* ***G :*** *T9 – trois zones distinctes témoignent chacune d'un type de déplacement ou d'un environnement de dépôt différent;* ***H :*** *T9 – précipitation de silice sous forme de globules.*

Si l'analyse a été réalisée sur trop peu d'échantillons pour donner de véritables résultats, elle a révélé un véritable potentiel. Quatre points ont attiré notre attention :

(1) Les observations au MEB ont confirmé que les grains à la morphologie ronde et à l'aspect mat sont bien des grains à façonnement éolien dominant (cupules de chocs, coup d'ongle, V), et que les grains émoussés et luisants ont majoritairement été façonnés par l'eau.

(2) Ces observations permettent d'accéder à la complexité des micro-façonnements qui témoignent de multiples phases de transports et de remaniements (**Figure 67**- A, D et G). Ce type d'observations n'est pas rendu possible par la morphoscopie seule.

(3) L'intensité des météorisations peut également être étudiée à partir des observations réalisées au MEB (**Figure 67**– B et C)

(4) Par ailleurs, l'observation des états de surface des grains a révélé des figures de dissolution ou de précipitation de la silice qui témoignent d'importants processus de pédogenèse, ou encore une pellicule siliceuse écailleuse qui atteste d'un degré d'altération par le vent avancé (**Figure 67**– C, F et H)

Les résultats obtenus sur les 9 échantillons-tests sont satisfaisants et mériteraient un développement plus approfondi.

6.3 La signature géochimique des sédiments

6.3.1 Analyse XRF : la composition chimique des sédiments comme indicateur ?

L'analyse par spectrométrie de fluorescence X (XRF) des sédiments permet de déterminer la composition chimique d'un échantillon. Cette dernière donne des indications sur l'origine du sédiment et les processus de pédogenèse. Appliquéee à des séries sédimentaires continues (carottage), l'étude de l'abondance de certains éléments chimiques et de son évolution peut éclairer des changements environnementaux en lien avec une variabilité climatique. Le carottage SC1 (méandre de Sansandé) a fait l'objet d'une analyse XRF au laboratoire EPOC de Bordeaux. Les résultats exprimés en valeurs relative ont déterminé l'abondance de 15 éléments chimiques. L'XRF–core scanner a été programmé pour réaliser deux scanners à 10Kv et 30Kv, avec une résolution de 10 mm L'analyse a rencontré quelques difficultés en raison du caractère très sec des sédiments du carottage SC1. On voit en effet sur la **Figure 68** que le sédiment est très sec et pulvérulent, laissant de nombreux vides qui perturbent l'analyse au scanner. Les tronçons de carotte ont donc été humidifiés très lentement, par capillarité, afin d'éviter le

remaniement des sédiments. Une analyse en composantes principales (ACP) a été réalisée afin d'identifier les corrélations entre les variables.

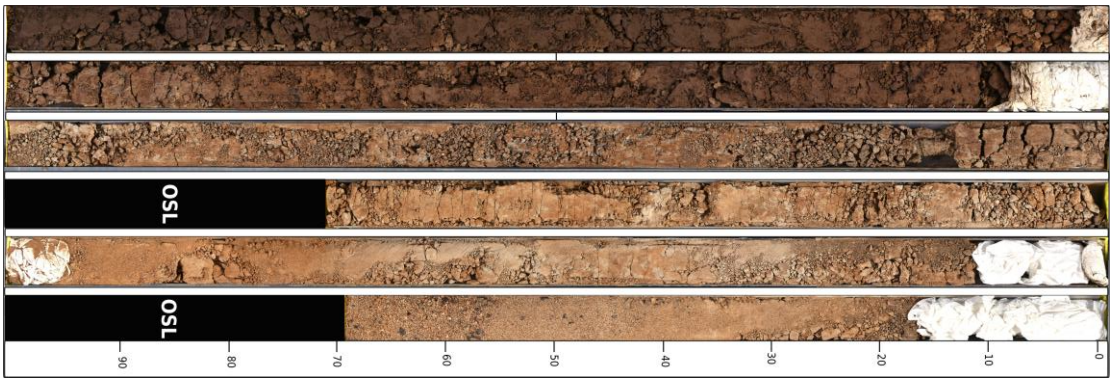


Figure 68 *: carottage SC1 photographié au laboratoire EPOC*

6.3.2 Analyse ICP -MS des sédiments

Coupe / secteur	Nombre d'échantillon
Toumboura I	71
Sansandé - SC1	3
Missira promontoire	13
Sansandé CP10	4
Sansandé CP9	3
Sansandé CP7	8
Missira C3 RD	31
Missira Harrakis	5
	138

Tableau 16 *: totalité des échantillons analysés par ICP-MS*

Des analyses par ICP-MS (spectrométrie de masse à plasma à couplage) ont été réalisées au laboratoire SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux) du Centre de recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy.

Cette analyse destructive permet de mesurer la teneur en élément chimique d'un matériau. Elle a concerné 138 échantillons pour lesquels a été mesurée la teneur en éléments traces (44 éléments chimiques) et en éléments majeurs-mineurs (11 éléments chimiques). Les échantillons concernés (**Tableau 16**) ont été choisis selon deux stratégies :

(1) faire une analyse en continu des coupes de référence (Toumboura 1 et Missira Promontoire) et du carottage Missira RD C3, référence pour l'holocène récent.

(2) faire une analyse des principales unités sédimentaires du carottage SC1 de Sansandé et des coupes CP10, CP9, CP7 du ravin de Sansandé et de la coupe Harrakis de Missira .

Le broyage des sédiments nécessaire à l'analyse géochimique a été réalisé au Laboratoire de Géographie Physique. Chacun des échantillons a été réduit en poudre fine (granulométrie du talc soit environ 1µm) à l'aide d'un mortier. Une ACP a également été réalisée pour traiter les résultats reçus.

Partie 3 - Les temps d’un système fluvial soudano-sahélien

Chapitre 7

Le fonctionnement actuel : formes et processus

Chapitre 8

La dynamique du système fluvial à la fin de l’holocène

Chapitre 9

Le système fluvial à la Fin du pléistocène

Introduction

Les résultats présentés dans cette partie sont organisés en trois sous-parties. Celles-ci correspondent aux principaux temps forts du système fluvial. Trois phases sont successivement présentées depuis le système fluvial actuel jusqu'au jusqu'aux paysages et au fonctionnement fluvial de la fin du pléistocène. Le choix de partir des milieux actuels a pour objectif de bien définir le cadre du fonctionnement du système fluvial avant d'aborder sa restitution à partir des archives sédimentaires.

(1) L'actuel : la faiblesse des connaissances sur les systèmes fluviaux soudano-sahéliens en général, et sur le fonctionnement hydrologique de la Falémé en particulier, nous a conduit à étudier les formes et processus actuels dans la vallée. Les lobes de méandres bien développés (Allinguel, Sansandé et Missira) nous permettront notamment de comprendre les processus en cours des quatre derniers siècles. Ainsi, nous utiliserons cet état de fonctionnement comme état de référence pour la comparaison avec les formes et sédiments hérités.

(2) L'holocène récent : en remontant progressivement le temps, nous développerons les résultats sur le fonctionnement hydro-sédimentaire de la vallée à l'holocène récent, à partir de l'étude des affluents latéraux de la Falémé, et de son cours principal au cours des trois derniers millénaires

(3) Le pléistocène supérieur : enfin nous reconstituerons les paysages de la vallée et son fonctionnement hydrosédimentaire entre 40 000 ans et 10 000 ans environ, à partir, essentiellement, de l'étude des formations observables dans les ravinements de Toumboura et de Missira et en comparaison avec les autres données disponibles dans le fond de vallée.

Chapitre 7

7 Le fonctionnement actuel de la vallée de la Falémé : formes et processus

La compréhension des formes dynamiques qui composent actuellement la vallée de la Falémé, ainsi que des processus hydrosédimentaires en cours, est indispensable à la reconstitution des paléoenvironnements. L'état de fonctionnement actuel est une référence dans la mesure où il est celui que nous pouvons étudier le plus simplement, en observant déjà sur le terrain l'ensemble des formes et le fonctionnement hydrologique aux différentes saisons. Cet état constitue la base de réflexion pour la construction des scénarios paléoenvironnementaux. Les formes actuelles ont donc été étudiées à travers les photographies aériennes et les prospections de terrain. Les prospections en saison sèche ont permis de relever aisément les modelés actuels, et les prospections lors de l'hivernage 2018 ont permis d'observer la vallée en état de fonctionnement hydrologique. L'ensemble de ces observations a permis de dresser une carte morphostructurale de l'ensemble de la zone étudiée, et des cartes géomorphologiques des différents secteurs. Les formes actuelles s'organisent le long du cours d'eau en grande partie aux dépens des formations héritées façonnées par les dynamiques passées. En partant du fond de chenal, et en nous éloignant progressivement vers les formes du lit majeur et les lobes de méandre, nous décrirons les formes et leurs dynamiques hydrosédimentaires associées.

7.1 Les formes du fond de vallée et le fonctionnement du chenal actuel

7.1.1 Le style fluvial de la Falémé et le fonctionnement saisonnier actuel

La basse vallée de la Falémé est caractérisée par un style fluvial méandriforme. Trois principaux méandres ont été étudiés : les lobes de Missira amont et aval (**Figure 69**) et le lobe de Sansandé. Sur les photographies aériennes, on peut observer plusieurs formes liées à ces méandres. Par exemple, le méandre de Missira aval présente des formes de rides de méandres caractéristiques de la progression sédimentaire d'un méandre qui sont des héritages holocènes qui caractérisent aujourdh'ui le lit majeur. Dans le lit mineur, on observe des barres de méandre le long des berges convexes constituées d'alluvions grossières peu ou pas végétalisées.

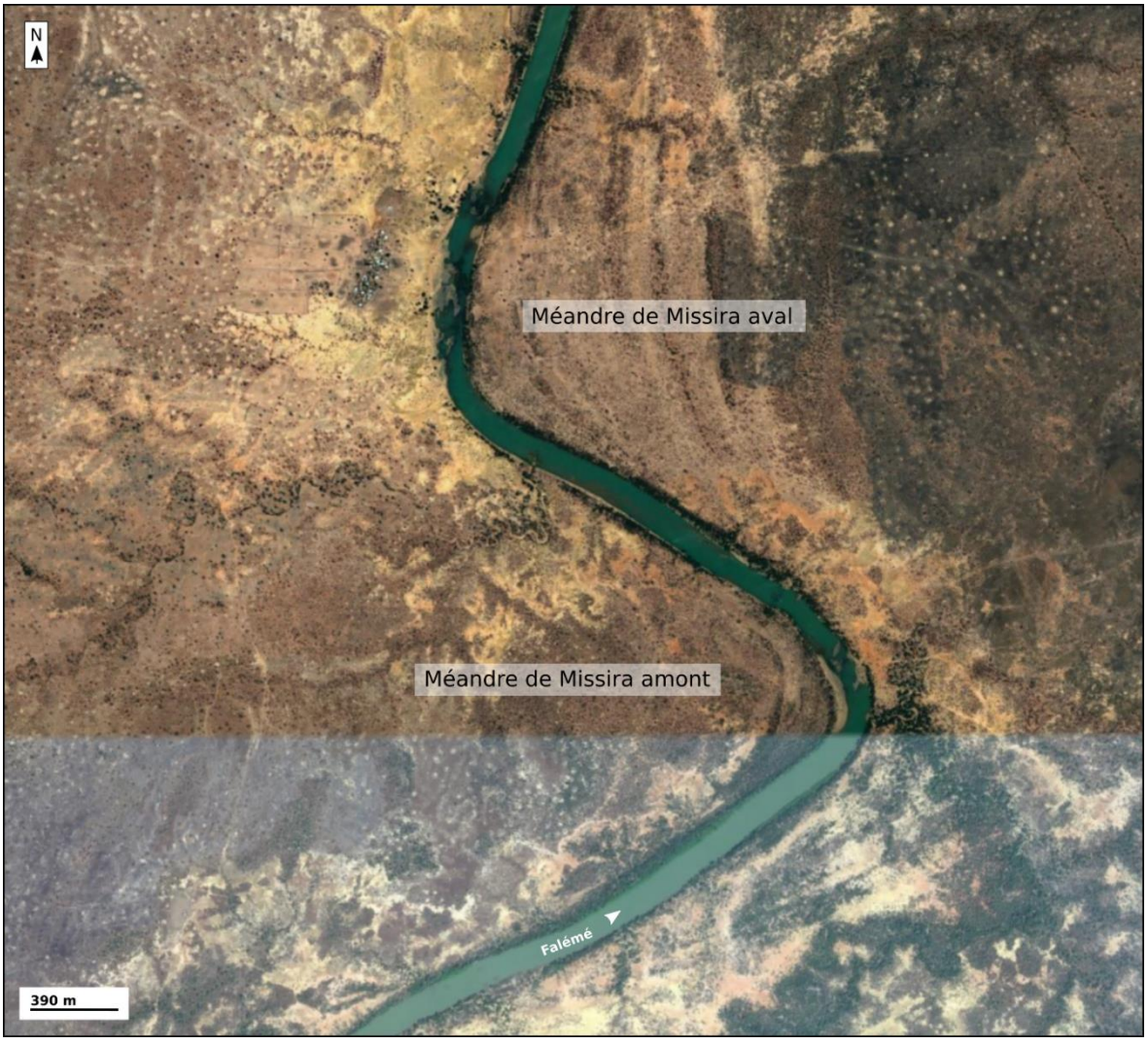


Figure 69: *photographies aériennes des lobes de méandre de Missira (Google Earth)*

Sur la **Figure 69**, on peut observer les deux états de fonctionnement actuels. Lors de la saison

des pluies, on observe un unique chenal sinueux, en condition de hautes eaux. Observée lors de l'hivernage 2018, la rivière semble présenter un débit élevé, particulièrement lors des épisodes pluviométriques lors desquels le niveau d'eau augmente rapidement. Les évènements de crues provoquent un débordement de la rivière dans son lit majeur. Lors de la saison sèche, le niveau de la rivière est très bas. Plusieurs formes remobilisées saisonnièrement apparaissent : des îlots sableux au centre de la rivière, des barres de méandres sablo-graveleuses ou encore des bancs transversaux sablo-graveleux (**Figure 70**)

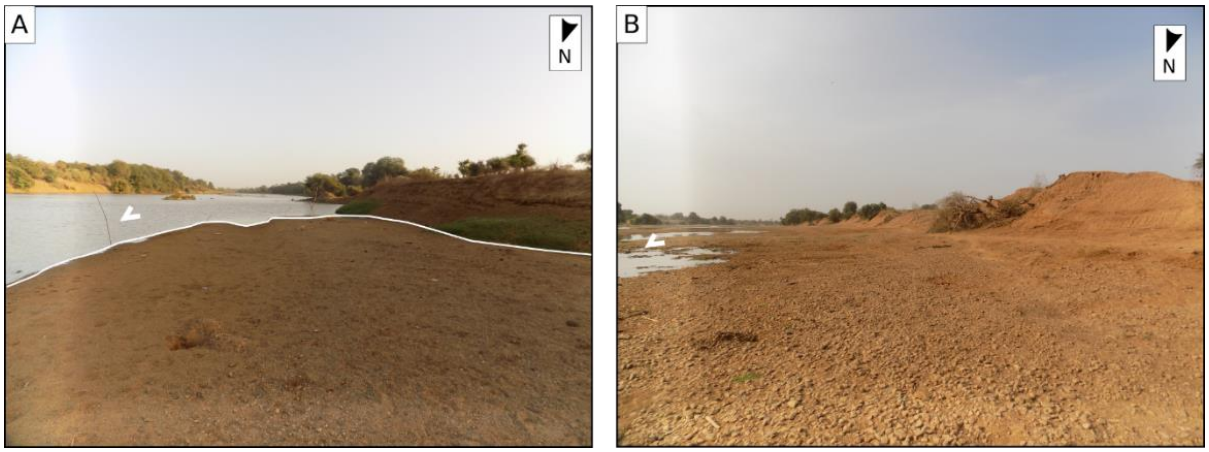


Figure 70: *formes remobilisées pendant les hautes eaux et émergées en saison sèche*

A : banc transversal sableux en aval du village de Toumboura ; **B :** banc transversal à galets au niveau du village de Sansandé

Ces formes témoignent de l'importance des flux solides remobilisés lors des périodes de hautes eaux et de crues. Comme on peut le voir sur le schéma (**Figure 71**) des affluents latéraux participent au fonctionnement hydrosédimentaire de la basse vallée de la Falémé.

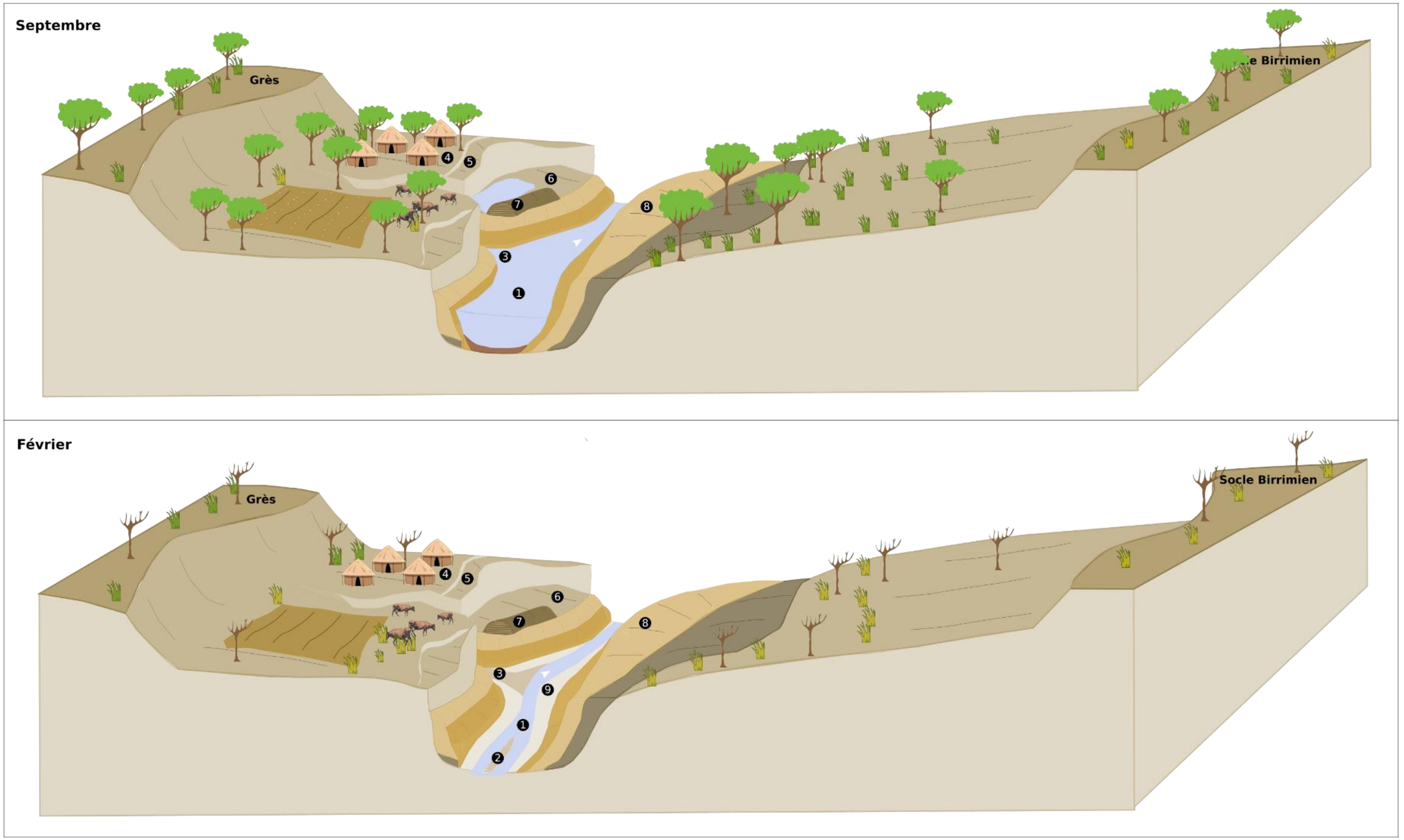


Figure 71: fonctionnement actuel schématique de la basse vallée de la Falémé et de ses environnements selon la saison: en septembre, on observe un niveau de hautes eaux et en février le niveau de basses eaux

1 : chenal sinueux de la Falémé ; **2 :** barre centrale émergée lorsque la rivière est proche de son niveau d'étiage ; **3 :** confluence d'un affluent latéral saisonnièrement en eau et de la rivière principale ; **4 :** glacis principal occupé par les villages et les cultures ; **5 :** glacis superficiellement érodé ; **6 :** glacis terrasse saisonnièrement en eau, lors des crues principalement ; **7 :** bourrelet de berge qui retient les eaux de crues ; **8** : lobe de méandre ; **9 :** barre de méandre

7.1.2 Les ravins latéraux

Dans notre secteur d'étude, 4 affluents temporaires ont été étudiés (**Figure 72)**. Les ravins de rive gauche (Missira sud, Sansandé et Ravin blanc) ont une morphologie très proche. Le ravin de Missira Sud a été étudié essentiellement à des fins géomorphologiques. L'aval du ravin de Sansandé a été largement étudié pour les problématiques paléoenvironnementales et le glacis surplombant le ravin a donné lieu à des fouilles archéologiques. L'amont du ravin blanc a surtout intéressé les archéologues mais des prospections ont été organisées jusqu'à la confluence avec la Falémé.

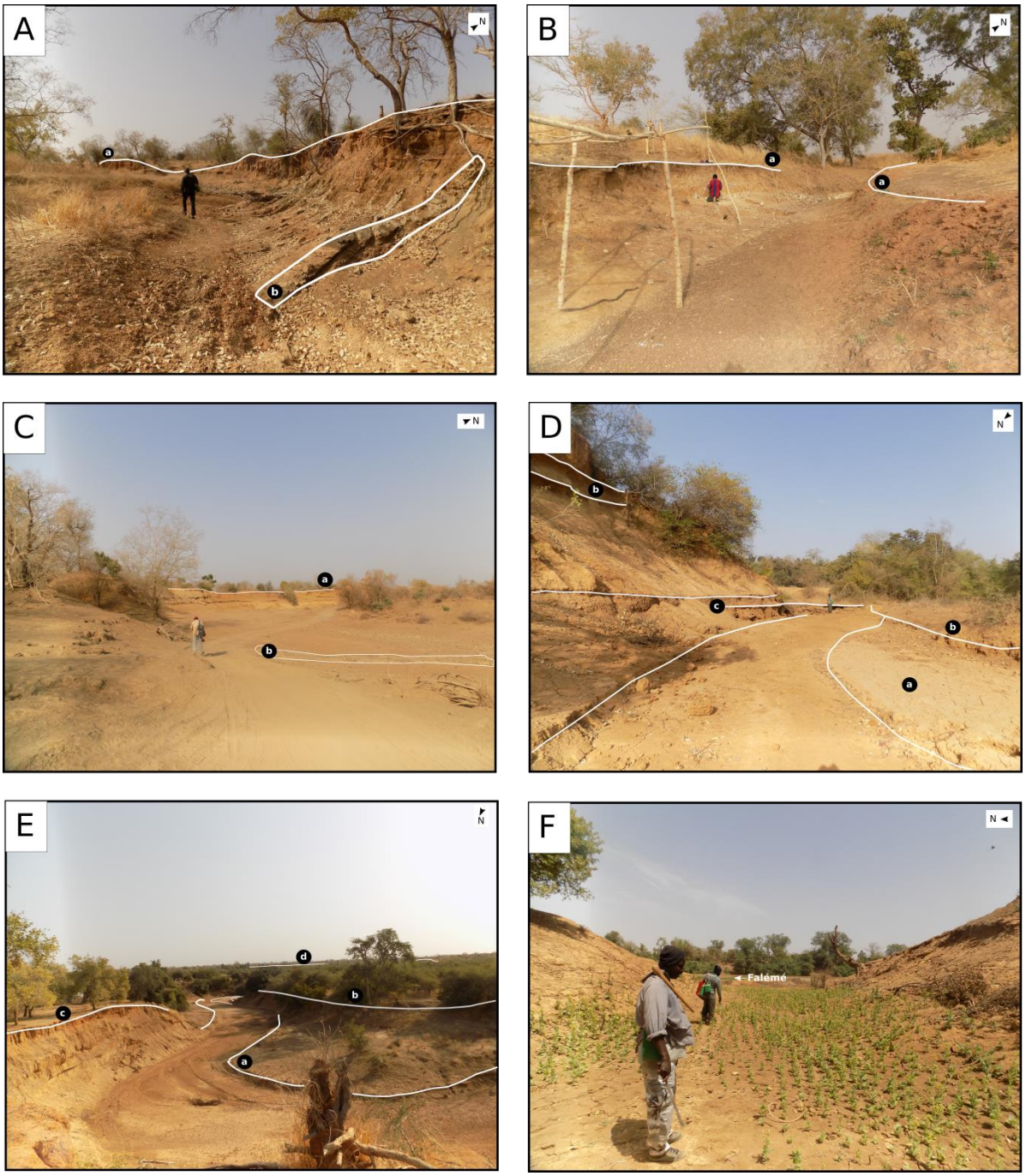


Figure 72: *les ravins latéraux dans la vallée de la Falémé*

A : amont du ravin de Sansandé où les processus d'érosion dominent, on observe une basse terrasse alluviale (a) et le substrat qui affleure (b); **B :** amont du Ravin Blanc (fouille du site de Ravin Blanc I) où on retrouve un niveau de basse terrasse alluviale (a), et des formations moins développées qu'à l'aval ; **C :** aval du ravin nord de Djoutoubaya, particulièrement large, ce ravin présente une incision plurimétrique qui délimite des niveaux de terrasses (a) et on trouve le substrat à l'affleurement dans le fond (b) ; **D :** aval d'un ravin latéral de rive gauche qui présente des formes alluviales marquées : dépôts saisonniers dans le fond du ravin (a), niveaux de terrasses alluviales de hauteur différentes (b), incision plurimétrique et niveau grossier de chenaux(c) ; **E :** aval du ravin de Sansandé qui présente des formes de terrasses alluviales marquées : une banquette alluviale active (a), une basse terrasse (b), une haute terrasse (c) et au loin, un escarpement de glacis (d) **F :** confluence du ravin de Missira sud et de la Falémé, on observe une mise en culture (tabac) qui profite des dynamiques hydrologiques des ravins latéraux.

Le quatrième ravin (Djoutoubaya nord) situé sur la rive droite apparaît légèrement différent, il a donné lieu à quatre coupes stratigraphiques et des tentatives de datations radiocarbones infructueuses. Les ravins de rive gauche ont un gradient amont aval très marqué. La différence entre une zone d'érosion à l'amont et une zone d'accumulation à l'aval est nette.

(1) À l'amont, les archives sédimentaires sont peu développées ou peu conservées et le substrat est observé fréquemment à l'affleurement (**Figure 72**-A et B). On observe souvent une basse terrasse alluviale héritée qui témoigne de dynamiques hydrosédimentaires quaternaires complexes. Les fouilles archéologiques du Ravin Blanc ont révélé des accumulations alluviales datées de 130 000 à 100 000 ans environ (Douze et al., soumis).

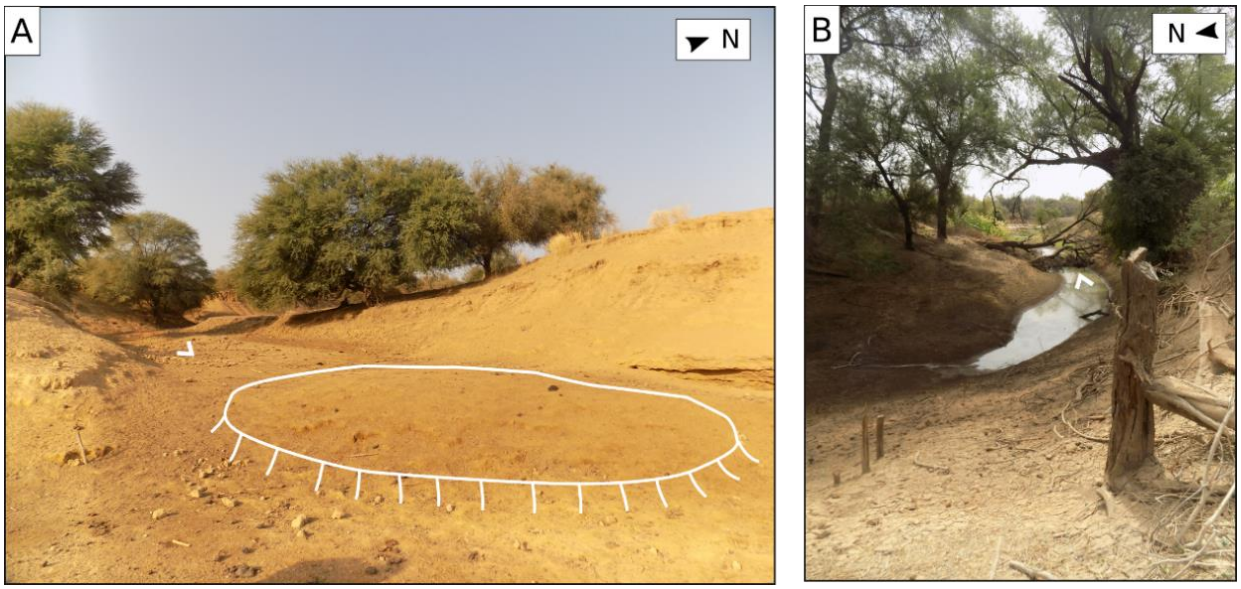


***Figure 73** : confluence des ravins latéraux avec la Falémé*

A : confluence du ravin de Sansandé et de la Falémé avec sa petite levée sableuse ; **B :** confluence du ravin blanc et de la Falémé en mars 2019, l'eau stagne encore dans le fond du ravin malgré la saison sèche déjà bien avancée

(2) La zone aval marquée par une incision plurimétrique met en évidence des accumulations sédimentaires bien conservées et offre un accès à des coupes stratigraphiques très riches pour reconstituer l'histoire hydrosédimentaire passée (**Figure 72**– D et E). Elle montre également de très basses terrasses associées au fonctionnement actuel.

(3) La confluence de ces ravins avec la Falémé a souvent été observée en eau jusque tardivement dans la saison sèche (**Figure 73**-B). On observe de petites levées alluviales sableuses formées juste à la confluence (**Figure 73**-A).

Le fonctionnement des ravins latéraux est saisonnier. Ils se remplissent à la fois grâce à la montée des eaux de la Falémé alimentée très tôt par les eaux en provenance du Fouta Djalon, en domaine Guinéen, mais également par les eaux de ruissellement lors des épisodes de

précipitations. Les observations réalisées lors de l'hivernage 2018 montrent un remplissage progressif, d'abord alimenté par la Falémé, et des épisodes plus brutaux lors des évènements pluviométriques soudains et intenses plus locaux. On envisage donc que le remplissage est globalement progressif, alimenté tout d'abord par la Falémé, mais qu'une alimentation plus brutale intervient lors des épisodes de précipitations soudains. Ces épisodes engendrent un ruissellement intensif qui se joint aux écoulements des ravins et les alimentent jusqu'à la confluence avec la Falémé.

***Figure 74**: ravin de Sansandé au niveau des coupe CP9, CP3 et CP20*

A : vue plongeante sur le ravin totalement à sec depuis la coupe CP9 dans la haute terrasse alluviale ; **B :** plus en aval dans le ravin de Sansandé à sec, vue de la haute terrasse en rive droite et d'une banquette alluviale active en rive gauche ; **C :** vue depuis la haute terrasse, au-dessus de la coupe CP9, du ravin en eau ; **D :** vue du ravin au niveau de la coupe CP3 dans la haute terrasse, l'eau continue de monter et recouvre déjà partiellement la haute terrasse, le rond blanc sur le photo D correspond au rond blanc sur la photo B.

Les figures **Figure 75** et **Figure 75** permettent de mesurer l'ampleur des écoulements saisonniers dans le ravin de Sansandé. Comme dans les autres ravins latéraux, cela engendre à la fois des processus d'érosion et de sédimentation. Les berges de la haute terrasse subissent un sapement intense juste avant le débordement du lit mineur du ravin. Ce sapement a notamment été observé au niveau de la coupe CP9 **(Figure 74),** mais sur les trois années de campagne de terrain lors de la saison sèche, la morphologie du ravin n'a pas été bouleversée et on peut

envisager une montée des eaux rapides qui limite l'érosion des berges. Le niveau d'eau s'abaisse ensuite progressivement mais il peut stagner longtemps, en raison du niveau élevé de la Falémé tout au long de la saison des pluies. Des dépôts de sédiments plus fins à l'entrée du ravin de Sansandé et la persistance d'eau à l'aval du Ravin Blanc jusque tard dans la saison sèche (**Figure 73**) invitent à envisager un niveau d'eau plus élevé engendrant un environnement quasi palustre à la confluence avec la Falémé.

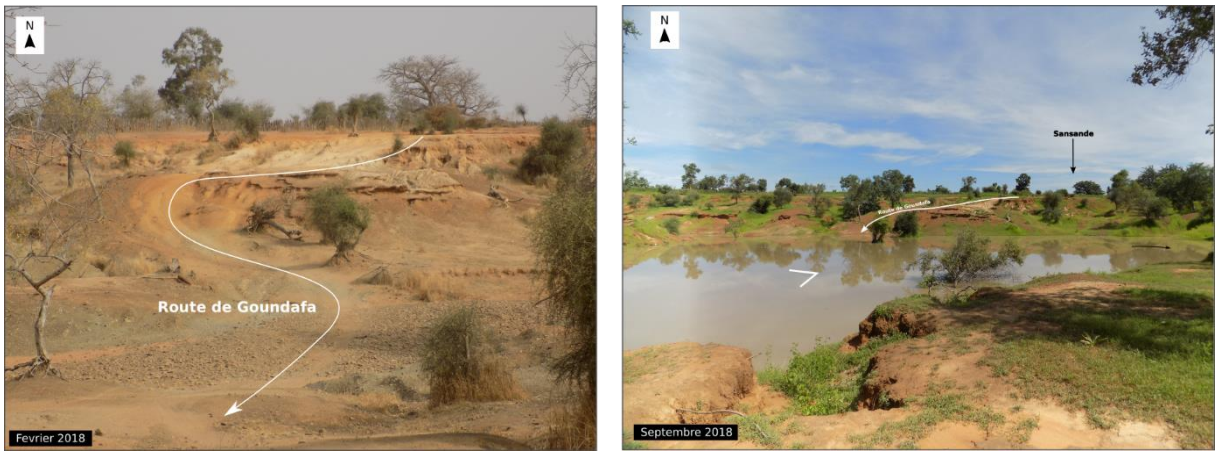


Figure 75: *ravin de Sansandé au croisement de la piste de Goundafa (février 2018) devenue impraticable lors de l'hivernage en raison de la montée des eaux de la Falémé (septembre 2018)*

Dans les ravins latéraux, on observe une banquette alluviale, et parfois une très basse terrasse alluviale (**Figure 76**). La banquette alluviale active est composée de deux principaux dépôts intercalés : des sables et des limons argileux ou argiles limoneuses.

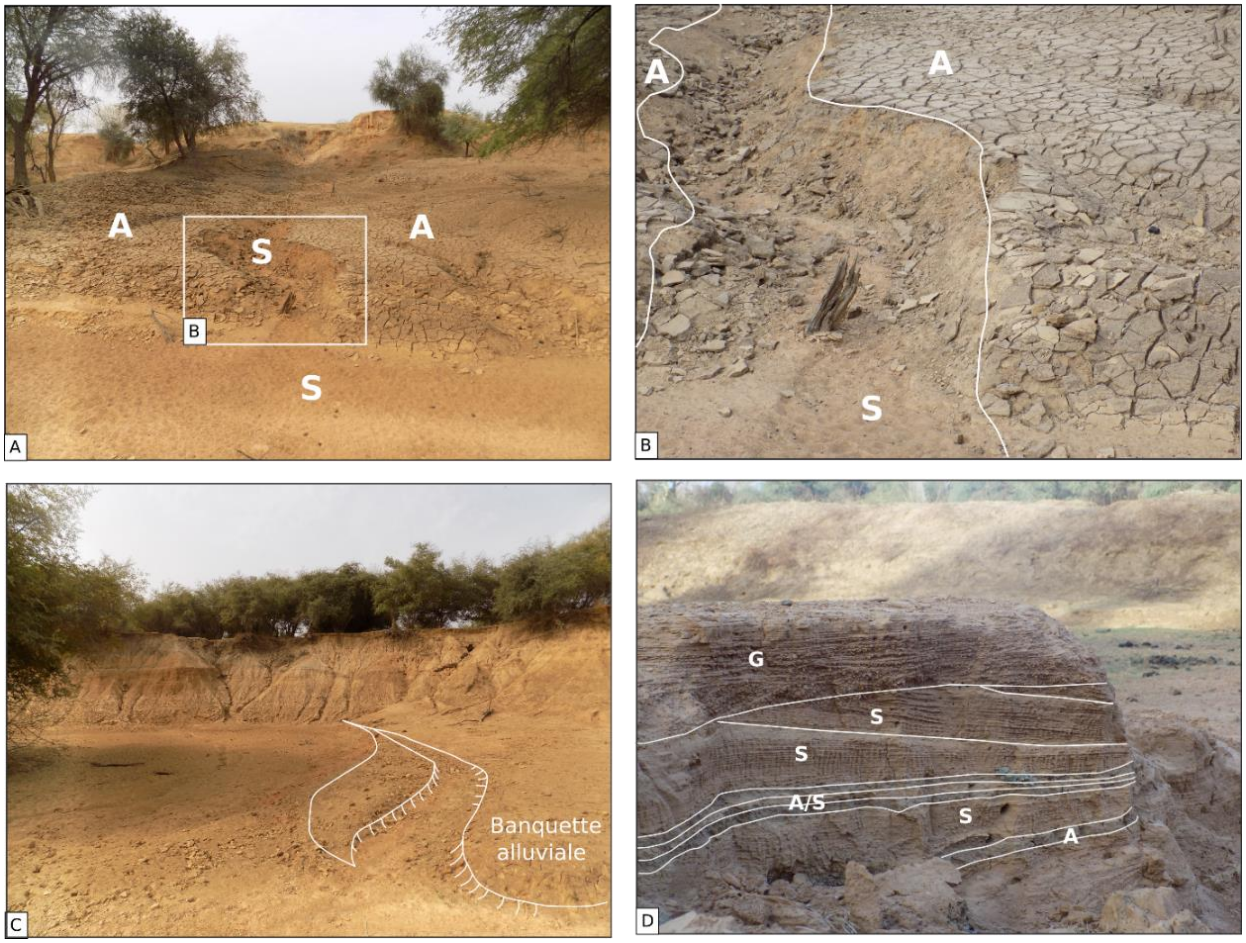


***Figure 76** : banquette alluviale active identifiée dans les ravins latéraux saisonnièrement en eau. **A :** argile, **S :** sables, **G** : graviers.*

A : dans un ravin latéral de rive gauche, au nord de Toumboura, on observe nettement les deux dépôts : ces sables roux dans le fond du petit chenal incisé et les argiles qui présentent des fentes de dessication sur le dessus de la banquette alluviale ; **B :** vue rapprochée de la photo (A) ; **C :** banquette alluviale observée dans le ravin de Sansandé ; **D :** dépôts lités récents observés dans des ravinements au sud de Toumboura, l'alternance de graviers de sables et d'argiles atteste des variations de dynamiques hydrosédimentaires, les graviers se déposent vraisemblablement lors des écoulements énergiques liés aux pluies locales au début de l'hivernage.

Des analyses granulométriques et morphoscopiques ont été menées sur ces sables et ces limons. Elles témoignent de deux dynamiques hydrosédimentaires distinctes (**Figure 77**). Les deux courbes granulométriques sont unimodales mais les sables sont mieux triés que les limons qui sont argileux comme l'indique l'importance des fentes de dessication (**Figure 76**– B). Les deux échantillons comportent majoritairement des quartz à la morphologie émoussé-luisant. Il est intéressant de relever deux résultats :

(1) les rond-mats sont absents de ces échantillons

(2) dans l'échantillon fin on observe la présence de grains non-usés.

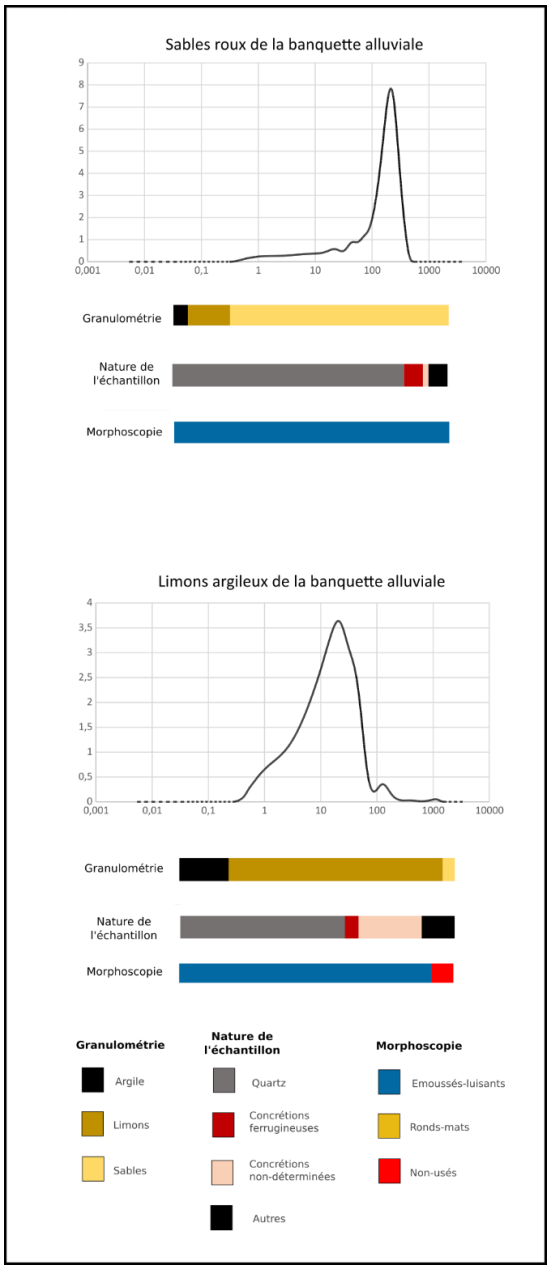


Figure 77 : *résultats des analyses granulométriques et morphoscopiques sur les échantillons de sables et de limons de la banquette alluviale active*

On peut envisager ici que le dépôt de sables a connu un transport plus long dans des conditions énergiques, tandis que le dépôt supérieur correspond à une phase de décantation de matériel ayant été principalement transporté en suspension conservant les grains non-usés.

Ces dépôts actuels confirment les variations de débit qui interviennent au sein de la saison des pluies : ici les sables et les graviers attestent de dynamiques énergiques probablement lors de la montée des eaux, tandis que les limons et les argiles qui se déposent par-dessus attestent d'une phase calme permettant les dépôts de décantation, jusqu'à la décrue.

7.2 Les formes du lit majeur

Le fonctionnement de la rivière conditionne les formes du lit majeur, saisonnièrement inondé. Il est possible de distinguer les formes associées aux berges, aux glacis, ou aux ravins latéraux.

7.2.1 Les berges de la Falémé

Le long de la Falémé, des bourrelets de berges se forment et isolent des zones de ravinements dans le glacis terrasse. Cela a été bien observé dans le secteur de Sansandé, le long de la dépression méridionale. Pendant l'hivernage, ces levées alluviales sont souvent immergées, et elles se révèlent au moment de la saison sèche, permettant notamment la culture du maïs. Elles semblent jouer un rôle important au moment de la décrue, ralentissant voire bloquant les eaux dans des cuvettes topographiques du lit majeur engendrant localement et durablement des conditions palustres.

7.2.2 Les différents glacis

Les glacis s'observent aisément sur les photographies aériennes. Ils délimitent et structurent le corridor de la Falémé : à l'intérieur de ce corridor, les façonnements sont essentiellement liés aux dynamiques hydrosédimentaires de la rivière et de ses affluents. On peut discerner trois niveaux de glacis, du plus éloigné au plus rapproché de la rivière :

(1) Un glacis principal à couverture. C'est la forme globalement la plus éloignée de la rivière principale (**Figure 78-A et B**).
(2) Un glacis principal superficiellement érodé. Ce glacis est plus proche du lit actuel de la rivière (**Figure 78-C et D**).
(3) Un glacis-terrasse qui borde directement les berges de la rivière.

Le glacis principal subit une érosion liée aux eaux de ruissellement lors des précipitations de la saison humide. Son démantèlement est lent en raison de l'induration du matériel sédimentaire principalement du fait de la mobilité du fer et de oxydation. Lors des pluies, on observe un réseau de ravines très faiblement incisées qui circulent sur une faible pente. Les zones de dépression topographique se remplissent et demeurent en eau une partie de l'hivernage (**Figure 78-E et F**).

Sur le glacis superficiellement érodé, on observe des figures de ravines plus prononcées qui désignent le sens d'écoulement de l'eau, vers la Falémé (**Figure 78- C et D**) lorsqu'elles sont actives, pendant l'hivernage. La pente plus forte sur ce second glacis entraîne un écoulement et une incision plus importante.

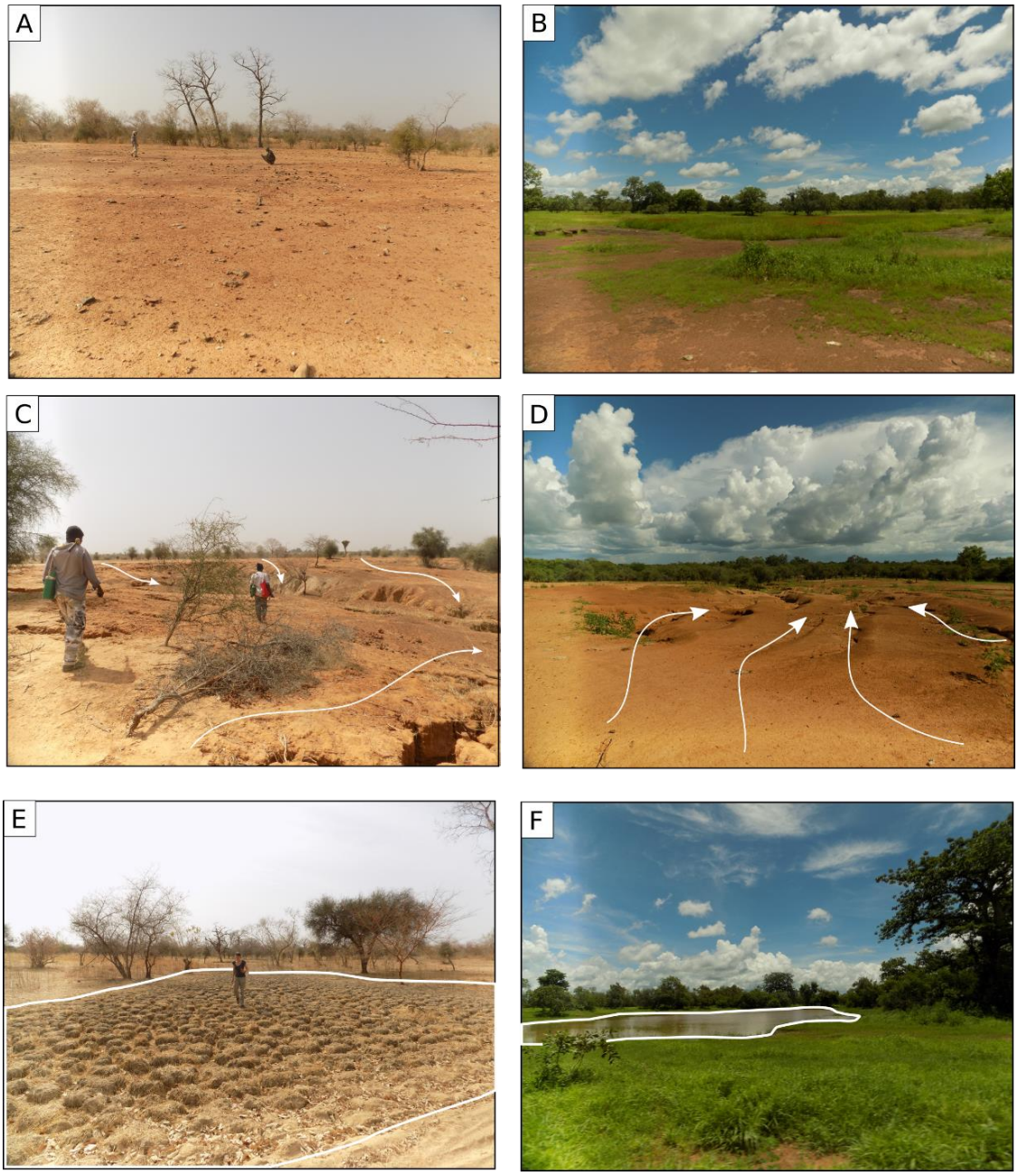


Figure 78: *photographie des formes du glacis principal en saison sèche (à gauche) et en saison humide (à droite)*

A : glacis principal à couverture pédologique conservée (Sansandé) ; **B :** glacis principal à couverture pédologique conservée le long de la piste entre Goudiry et Toumboura ; **C :** glacis principal partiellement érodé (Missira rive droite) ; **D :** glacis principal partiellement érodé (Toumboura rive gauche) ; **E :** cuvette saisonnièrement en eau sur le haut du glacis principal entre Toumboura et Sansandé ; **F :** cuvette en eau sur le haut du glacis entre Goudiry et Toumboura.

Enfin, le glacis - terrasse saisonnièrement en eau est également tributaire des conditions hydro-climatiques actuelles. L'observation sur trois années de campagnes de terrain en saison sèche révèle que ces inondations n'ont pas une grande puissance morphogène. Les eaux de ruissellement semblent autrement plus propices à raviner. Les eaux de la Falémé inondent le glacis terrasse, stagnent pendant la période humide et se retirent calmement, au regard du dépôt de banquette alluviale décrit dans la sous-partie suivante. La plupart du temps, le glacis terrasse

est protégé par le bourrelet de berge des crues les plus morphogènes. Sur la **Figure 80**, on peut toutefois observer des formes d'érosion liées à ce remplissage (**Figure 80**- B et C).

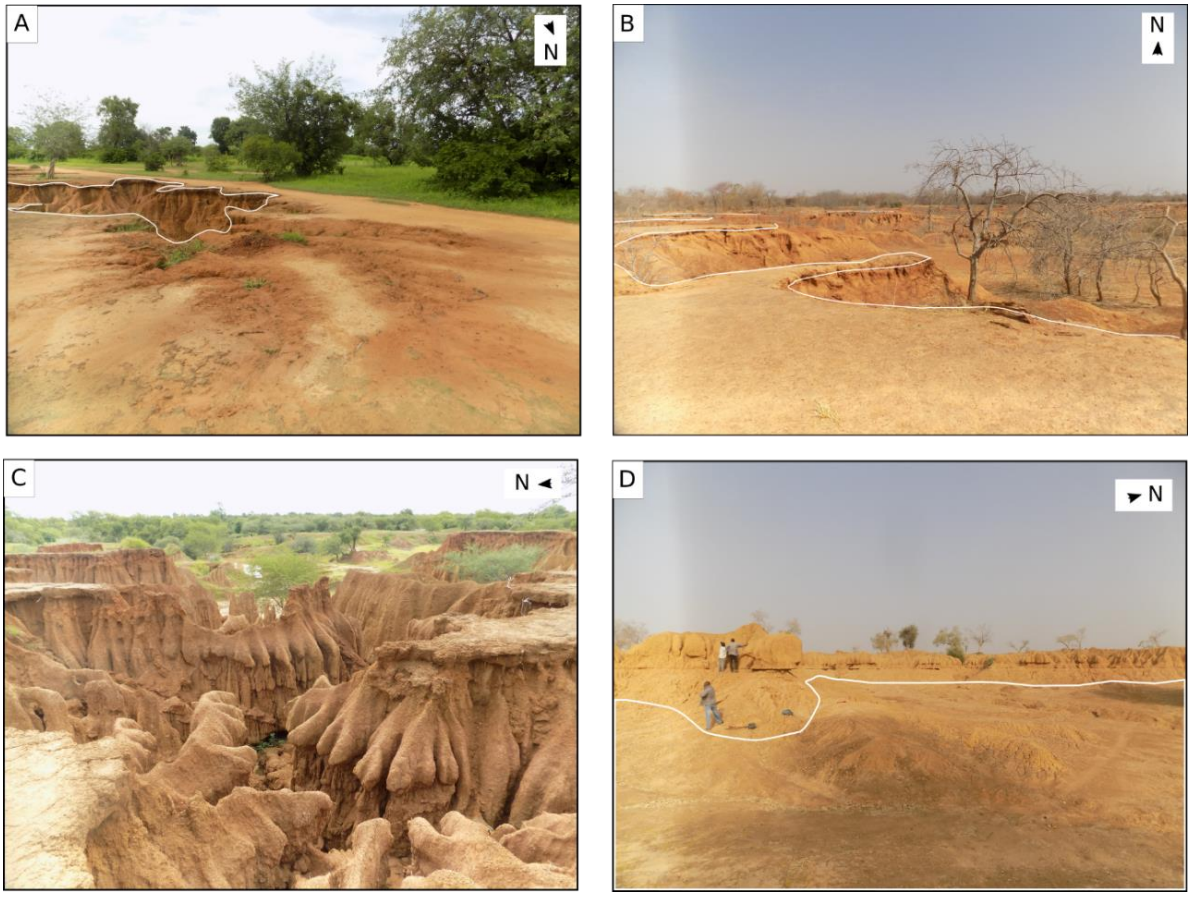


Figure 79: *glacis superficiellement érodé*

A : rebord de glacis principal partiellement érodé à Toumboura (hivernage 2018) ; **B :** rebord de glacis principal partiellement érodé à Missira (saison sèche 2018) ; **C :** formes d'érosion intense observées le long du rebord de glacis, appelées « draperies » (hivernage 2018) ; **D :** délimitation du glacis terrasse saisonnièrement en eau, ou les formes de ravinements sont intenses (Missira, saison sèche 2018)

On dénombre cinq formes d'érosion inégalement développées selon les secteurs (**Figure 80**):

(1) Les fameuses « draperies » développées le long du rebord du glacis principal. Le ruissellement intense produit une érosion différentielle sculptant des formes étonnantes dans les sédiments Pléistocènes.

(2) Un glacis de substitution principal qui se développe en contrebas des draperies et qui résulte de l'accumulation du matériel érodé du glacis principal.

(3) Un glacis terrasse inondé saisonnièrement à l'arrière d'un bourrelet de berge ou d'une basse terrasse

(4) Des buttes résiduelles du glacis de substiution conservées sur ce glacis terrasse

(5) Des zones où l'érosion domine sur ce glacis terrasse inondé saisonnièrement. Cette érosion sculpte des ravines qui peuvent connaître en saison humide des dynamiques

hydrologiques torrentielles lors des pluies abondantes. Les eaux atteignent souvent la Falémé et forment de petits cônes de déjection le long de la rivière.

Figure 80: *glacis - terrasse des ravinements de Toumboura, inondé lors de la campagne d'hivernage de septembre 2018*

A : progression de l'eau qui monte à travers les ravinements de Toumboura, dans des conditions très calmes ; **B :** figure d'érosion dans le glacis principal partiellement érodé ; **C :** sapement des berges avant le débordement de la Falémé.

7.2.3 Les zones d'érosion liées aux ravins latéraux

L'étude du secteur de Toumboura nous a permis d'observer une zone d'érosion spécifique, liée au fonctionnement passé du ravin latéral, et qui connait aujourd'hui une activité hydrologique saisonnière. Lors de la campagne d'hivernage 2018, nous avons pu observer un hivernage marqué selon les villageois de Toumboura. La dépression méridionale de Sansandé a donc été

observée en condition de hautes eaux. Son fonctionnement est également tributaire du rythme saisonnier de la Falémé et du climat. Lors de l'hivernage, la dépression subit les débordements de la Falémé, créant un vaste plan d'eau temporaire. L'importance du revêtement argileux dans le fond de la dépression indique que la décrue est lente et stable (**Figure 82**). Les analyses granulométriques confirment bien l'importante proportion d'argile dans ce dépôt. La nature de l'échantillon révèle également la présence significative de concrétions ferrugineuses et la morphoscopie des quartz atteste des dépôts d'origine alluviale ou leur remaniement bien alluviaux (**Figure 82**). Un bourrelet de berge sépare la Falémé du plan d'eau temporaire et ralentit la décrue. La dépression se transforme alors en fin de saison humide en zone marécageuse.

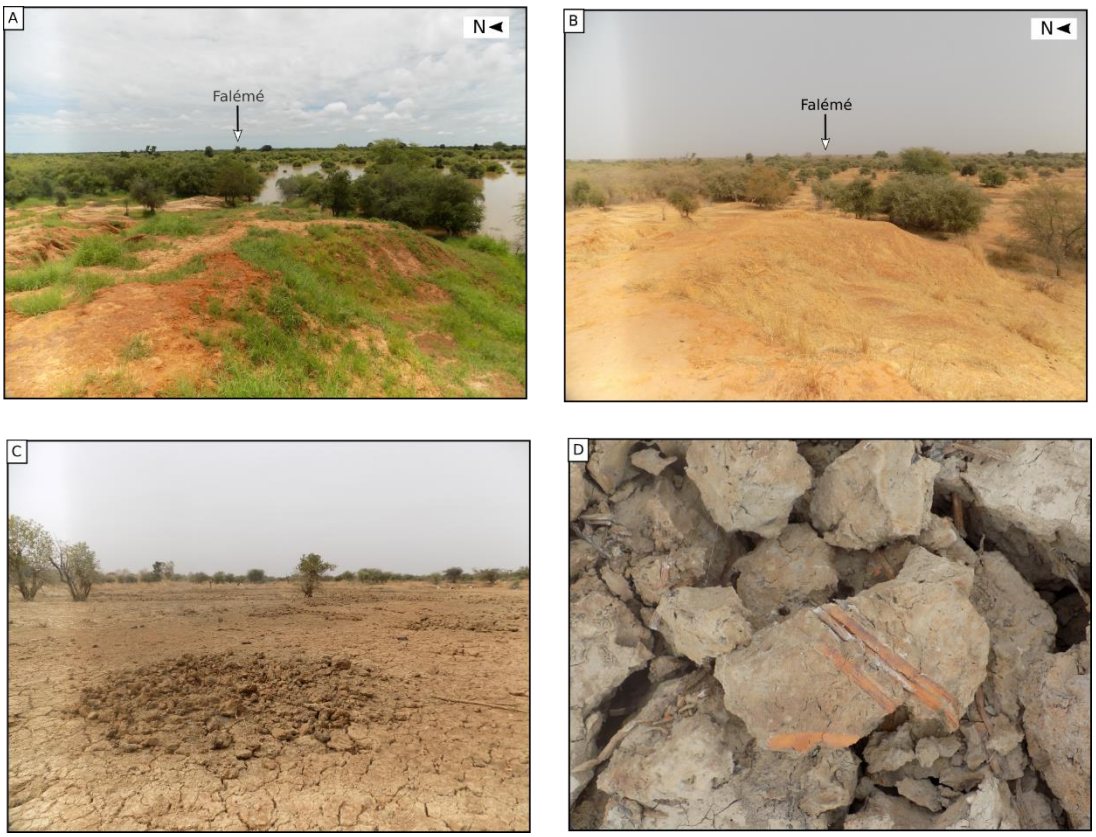


Figure 81: *dépression étudiée au sud du ravin de Sansandé*

A : vue de la dépression sud en eau depuis le glacis principal partiellement érodé (septembre 2018) ; **B :** vue de la dépression sud à sec depuis le glacis principal partiellement érodé (janvier 2018) ; **C :** dépression sud à sec (janvier 2018), on observe un encroutement argileux qui témoigne d'un environnement palustre permettant le dépôt de ces argiles ; **D :** argile du fond de la dépression sud, les fentes de dessication permettent d'observer d'importantes traces d'oxydation sur ces argiles.

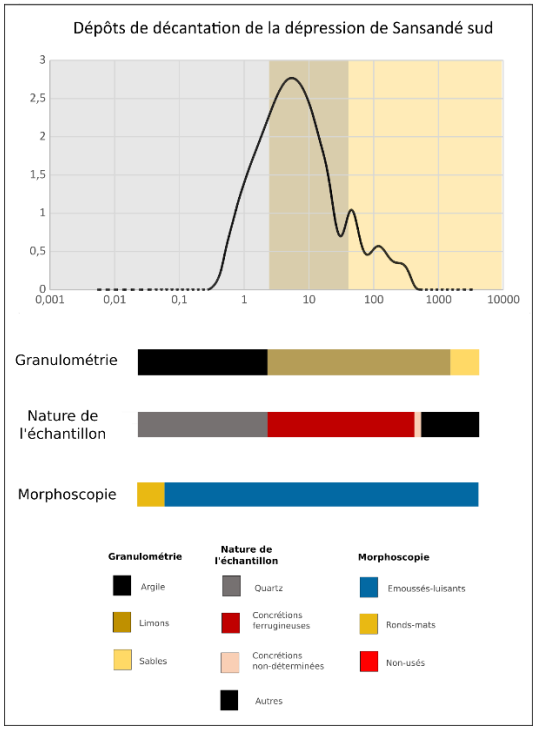


Figure 82 : *résultats des analyses granulométriques et morphoscopiques pour l'échantillon actuel du fond de la dépression topographique au sud de Sansandé*

Chapitre 8

8 Les dynamiques du système fluvial à l'holocène

Dans la vallée de la Falémé, les accumulations sédimentaires holocènes sont bien représentées. Si les géomorphologues se sont d'abord concentrés sur les formations pléistocènes rendues accessibles par les intenses ravinements des berges de la Falémé, les archives holocènes sont également très intéressantes. Ces archives ont été identifiées principalement en trois points de la vallée :

(1) Sur le glacis terrasse qui longe la vallée comme à Fatandi (Chevrier et al., accepté)
(2) Dans les lobes de méandre comme à Missira et à Sansandé
(3) Dans les ravins latéraux comme celui de Sansandé (Davidoux et al., 2018)

Le site de Fatandi V sur le glacis terrasse en rive gauche de la Falémé a livré les plus anciennes archives holocènes (Chevrier et al.soumis). Le site de Sansandé en aval regroupe un ravin latéral (Davidoux et al., 2018) et un méandre bien développé. Enfin, le site de Missira a été étudié pour ses lobes de méandres également bien développés. Les résultats seront présentés selon cet ordre amont-aval.

8.1 Le secteur de Fatandi

8.1.1 Présentation

L'étude du secteur de Fatandi est à ce jour la plus aboutie dans la vallée de la Falémé. Les fouilles archéologiques et l'étude des paléoenvironnements ont permis de construire un scénario d'évolution sociétés/environnements à la transition du pléistocène et de l'holocène. Un premier article a permis la présentation des fouilles archéologiques (B. Chevrier et al., 2016) , et un second qui élabore une synthèse des résultats archéologiques et paléoenvironnementaux (micromoprhologie, phytolithes) est en cours de publication (Chevrier et al, accepté). Le secteur a été repéré lors des prospections de 2012. Le site est localisé en rive gauche de la Falémé, entre les villages d'Alinguel et de Goundafa. Aujourd'hui distant d'environ 100 m de la rivière, il est situé sur le glacis partiellement érodé. Le ruissellement saisonnier sur la faible pente du glacis a révélé d'importants amas de matériel lithique à proximité du rebord du glacis de substitution et de la céramique sur les points hauts du glacis d'érosion. Huit sondages ont été réalisés pendant la campagne de terrain de 2013 et douze échantillons ont été prélevés en vue de datations OSL. Huit de ces échantillons ont fait l'objet d'analyses granulométriques, micromorphologiques et phytolithiques.

8.1.2 Résultats de l'étude de Fatandi V

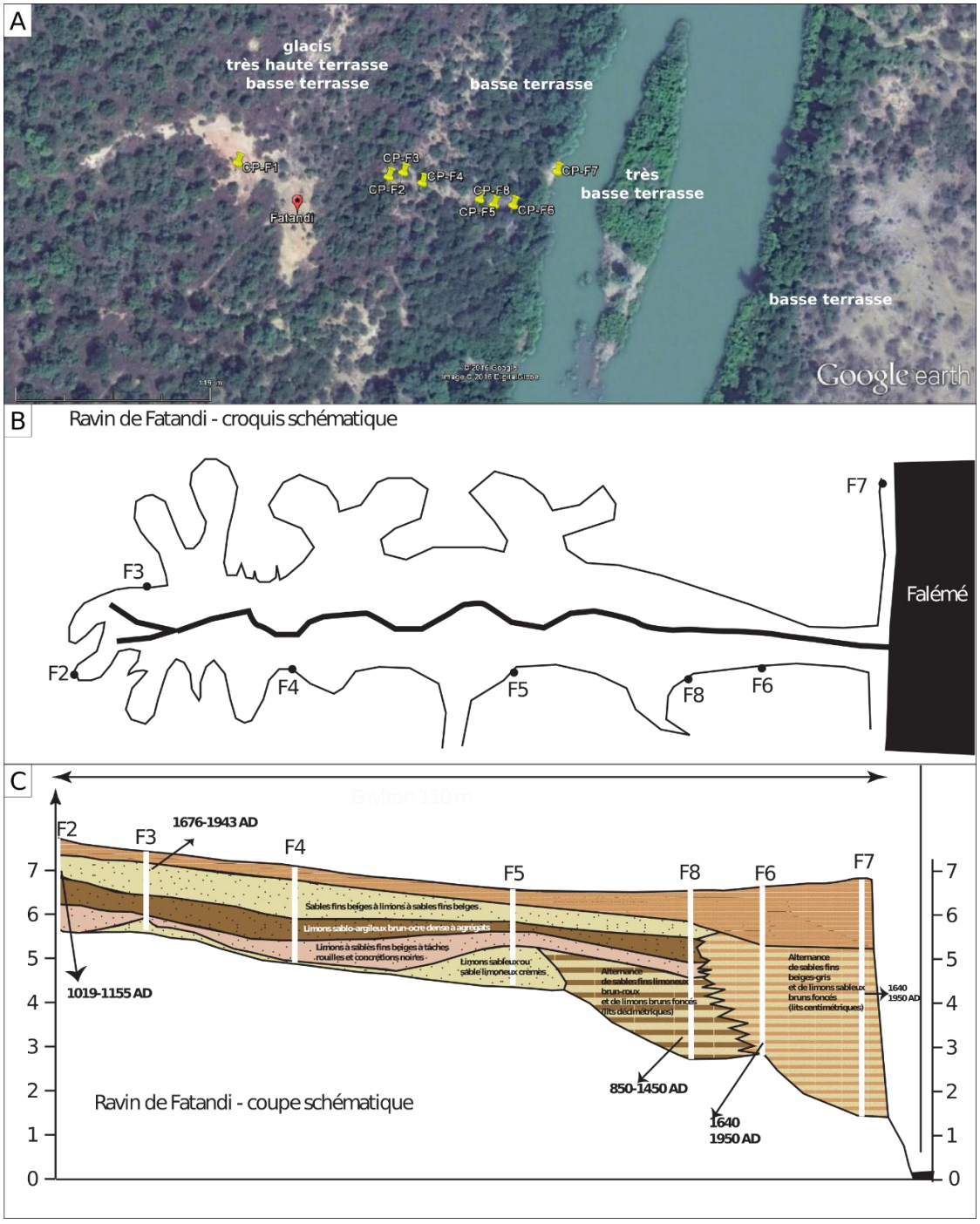


Figure 83: *localisaiton du site de Fatandi et des sondages (L.Lespez)*

A : localisation des huit sondages sur le site de Fatandi (photographie aérienne Google Earth) ; **B :** vue en plan de la zone de ravinements de Fatandi et localisation des sept sondages (F1 étant excentré) ; **C** : vue en coupe du transect reocupant les sept sondages du secteur des ravinements de Fatandi

Les sept principaux sondages réalisés dans les ravinements de Fatandi ont permis l'identification de quatre principales unités sédimentaires (**Figure 83**) :

U1 : l'unité stratigraphique U1 constitue l'assise du site archéologique. Elle est constituée d'un limon sablo-argileux blanc gris. Il s'agit de sédiments alluviaux.

U2 : cette unité surmonte l'unité U1, elle est constituée de limons sableux blanchâtres gris, légèrement ocres. Ce dépôt témoigne de processus de colluvions.

U3 : cette unité a été identifiée au niveau du glacis qui surplombe aujourd'hui le site archéologique. Il est constitué d'un limon ocre et de sables fins, témoins d'un ancien glacis érodé.

U4 : cette unité vient sceller la sédimentation des unités précédentes. Elle est constituée d'une alternance de sables fins beige-gris et de limons sableux bruns foncés. Cette formation datée des derniers siècles de notre ère, correspond à un niveau de basse terrasse de la Falémé.

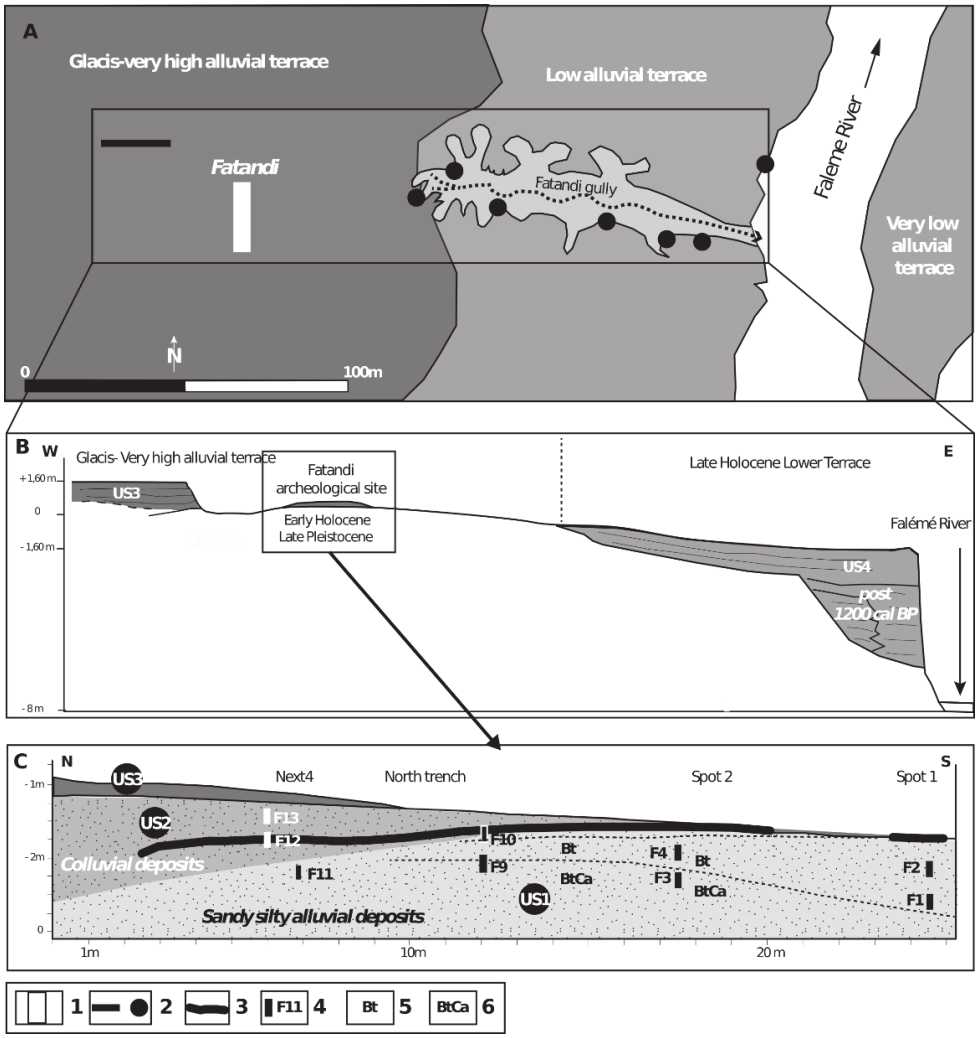


***Figure 84**: synthèse géomoprhologique des résultats de l'étude du site de Fatandi (L.Lespez)*

1 : localisation du secteur de fouille ; **2 :** sondage archéologique ou géomorphologique ; **3 :** niveau archéologique ; **4 :** échantillon OSL, phytolithe et micromorphologique ; **5 :** horizon illuvial ; **6 :** horizon illuvial carbonaté

secteur	échantillon	âge (ka)
Fatandi V	F1	10 ± 0,9
	F2	10 ± 0,9
	F3	10 ± 0,9
	F4	11 ± 0,9
	F5	7,9 ± 0,7
	F6	5,8 ± 0,5
	F7	7,2 ± 0,6
	F9	11 ± 0,9
	F10	9,5 ± 0,8
	F11	11 ± 0,9
	F12	10 ± 0,9
	F13	9,5 ± 0,8

Tableau 6: *dates OSL obtenues sur les échantillons de Fatandi*

L'unité U1 est datée grâce aux échantillons OSL F1, F2, F3, F4, F9 et F10. L'ensemble des dates OSL estimées concordent pour une emise en place vers 11 ka BP. L'unité U2 est datée grâce aux échantillons F12 et F13. Les deux dates concordent pour estimer l'âge de ce dépôt de coluvions vers 9,5 ka BP. La séquence sédimentaire de Fatandi, ainsi que le site archéologique se situe donc bien à transition pléistocène-holocène.

Les analyses phytolithiques et micromorphologiques ont été réalisées sur ces deux unités sédimentaires principales. Les résultats sont synthétisés dans le **Tableau 7.**

Unité sédimentaire	Date OSL	Résultats des analyses micromorphologiques	Résultats des analyses phytolithiques
U1	**11 ka BP**	Conditions plus fraîches que l'actuel, proches d'un climat méditerranéen à balancement saisonnier	Végétation dominée par une petite strate herbacée et des petites surfaces boisées éparses
U2	**9,5 ka BP**	Traces de pédogenèse attestant de conditions plus chaudes et humides	Végétation plus fermée. Augmentation des espèces boisées et des bambous Développement d'une forêt galerie humide

Tableau 7 : *synthèse des résultats des analyses micromorphologiques et phytolithiques*

Le site archéologique est installé sur l'unité U1. Les sociétés s'installent donc dans un environnement de plus en plus humide.

8.1.3 Dynamiques paléoenvironnementales à la transition pléistocène - holocène

Le site de Fatandi livre donc un témoignage riche de l'évolution société/nature à la transition du Pléistocène et de l'Holocène. Deux phases distinctes ont été identifiées :

(1) Les sédiments limono-sableux à grains de quartz ronds-mats attestent d'une mise en place par des processus alluviaux et éoliens. La pédogenèse caractérisée par des traits carbonatées indique queles conditions étaient plus fraîches que l'actuel, et un balancement climatique saisonier. Ces conditions pourraient être dues au mouvement septentrional de la ZCIT lors du Dryas récent.

(2) La seconde phase est marquée par une augmentation de l'humidité. Le développement d'une forêt galerie et l'augmentation des bambous (qu'on ne trouve aujourd'hui qu'en domaine guinéen) sont les premiers signes des conséquences environnementales du début de l'Optimum humide Africain. Sous l'effet de la chaleur et de l'humidité, des processus actifs de pédogenèse s'enclenchent donnant petit à petit naissance à des sols ferralitiques.

Les populations s'installent à Fatandi au moment de la transition entre ces deux phases climatiques. Elles occupent les surfaces dégagées des glacis tandis qu'un corridor végétal dense se développe le long de la rivière.

8.2 Le secteur Sansandé

8.2.1 Présentation du ravin et du méandre de Sansandé

Le ravin de Sansandé est un affluent de rive gauche de la Falémé, localisé au sud du village éponyme (**Figure 85**). Une incision plurimétrique (2 à 10 m) permet d'accéder à la fois aux accumulations du glacis-terrasse, mais surtout aux accumulations de l'holocène récents plus rarement conservées dans la vallée de la Falémé (**Figure 86**). Le ravin de Sansandé a été prospecté lors de la campagne de terrain 2017. Ce secteur avait déjà fait l'objet d'une étude dans les années 1980, révélant le potentiel des archives archéologiques. Les ramassages de surface avaient livré des artefacts lithiques attribués à l'acheuléen (Camara et Duboscq, 1984 ; Duboscq et Camara, 1987). Les relevés ont été réalisés dans le ravin en lui-même, ainsi que dans une dépression mériodionale qui semblait connectée topographiquement au ravin et qui présentait des figures de paléochenaux. La campagne de terrain de l'hivernage 2018 a permis d'observer la dépression et le ravin en période de hautes eaux (**Figure 87**).

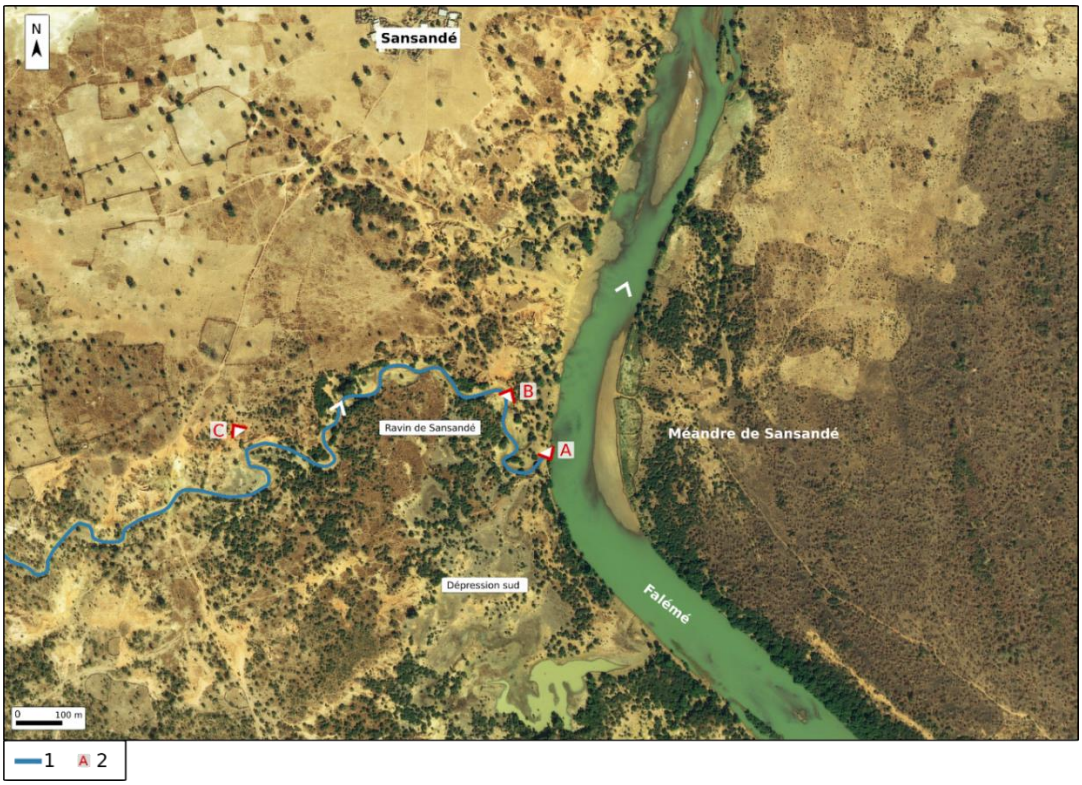


Figure 85: *localisation du ravin de Sansandé et du méandre de Sansandé*

1 : ravin de Sansandé ; **2 :** angle des prises de vues des photos du ravin présentées en **Figure 86**

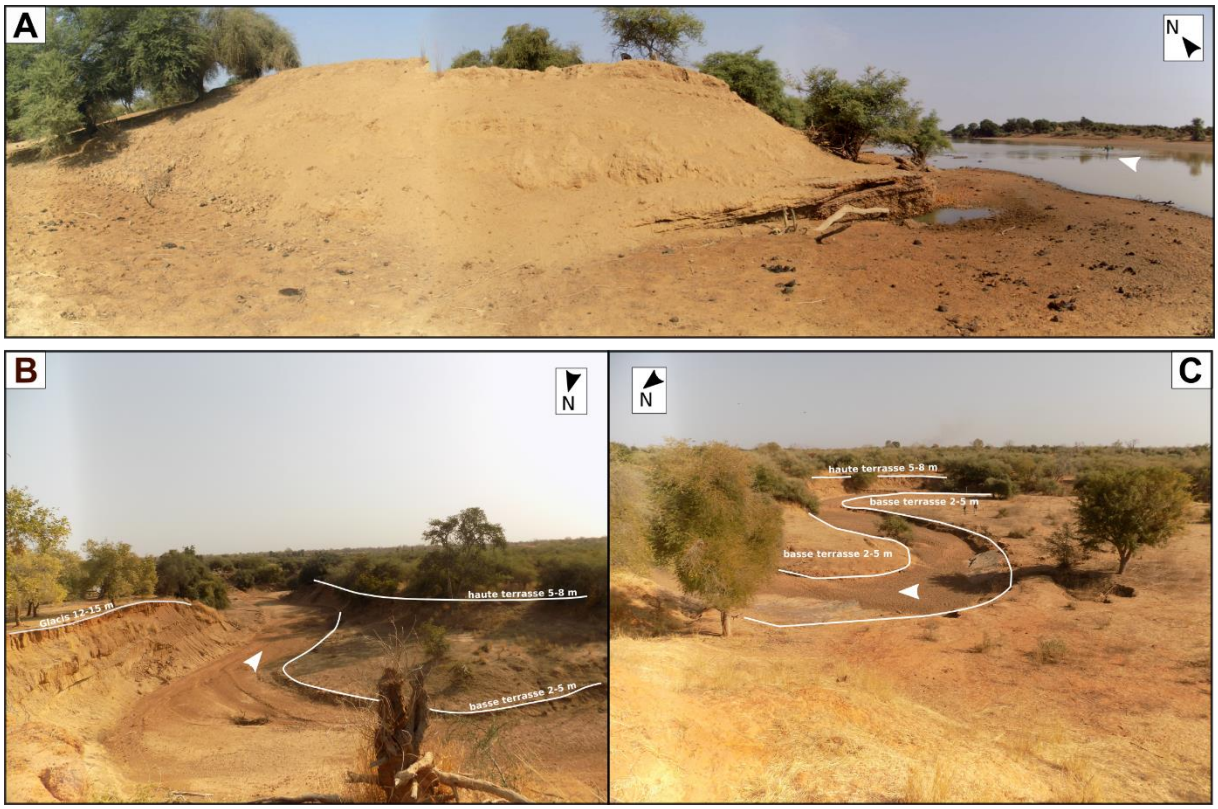


Figure 86: *photographies du ravin de Sansandé selon des angles de vues représentés sur la* ***Figure 85***

A : confluence du ravin de Sansandé et de la Falémé ; **B :** vue du ravin et des différents niveaux de terrasses alluviales depuis le haut du glacis de substitution ; **C :** vue du ravin de Sansandé et de son style méandriforme prononcé

Figure 87: *contrastes saisonniers observés dans le ravin de Sansandé, au niveau du méandre de la coupe CP2*

A : panorama du ravin réalisé lors de la saison sèche ; **B et C :** même méandre (A) photographié lors de l'hivernage

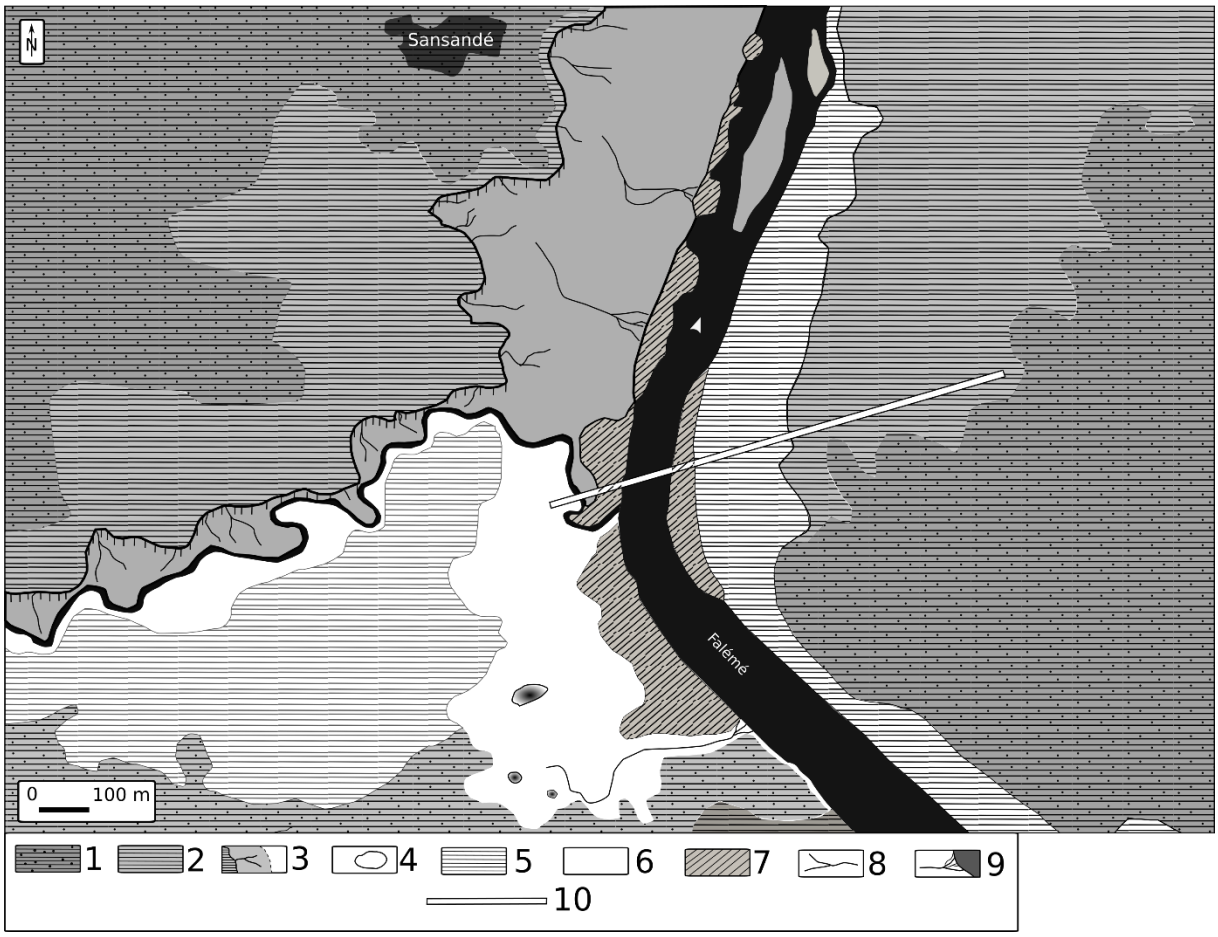


Figure 88 : *carte géomorphologique du secteur de Sansandé*

1: *Glacis principal à couverture pédologique conservée;* ***2:*** *Glacis principal superficiellement érodé;* ***3:*** *Rebord de glacis et crêtes de ravinements développées dans les formations UG, UC, US;* ***4:*** *Butte résiduelle développée dans UJ (souvent recouverte en surface de nodules pédologiques de UG ou de pisolithes ferrugineux);* ***5 :*** *Glacis de substitution principal;* ***6:*** *Glacis-terrasse inondé saisonnièrement à l'arrière du bourrelet de berge, et terrasses alluviales;* ***7:*** *Terrasse et bourrelet de berge récent emboîtés dans les formations antérieures;* ***8:*** *Zone où l'érosion domine: incision des ruisseaux et érosion par ruissellement en nappe à l'avant des glacis;* ***9:*** *Petits cônes de déjection des affluents latéraux de la Falémé ; 10 : transect topographique*

L'organisation géomorphologique de ce secteur est complexe **(Figure 88).** Le ravin s'insère dans le glacis principal partiellement érodé. La dépression méridionale correspond à un glacis-terrasse saisonnièrement en eau et elle est séparée de la Falémé par un bourrelet de berge. Des niveaux de terrasses alluviales ont été identifiés dans le ravin de la Falémé et sur les berges de la Falémé, au niveau de la confluence avec le ravin (CP7 **- Figure 89).** Le glacis-terrasse correspond au niveau le plus haut (12-15 m). Une haute terrasse (5-8 m) a été identifiée sur le rive droite et une basse terrasse (2-5 m) a été observée principalement en rive gauche. Une basse banquette alluviale observée particulièrement dans la partie aval du ravin constitue les dépôts les plus récents.

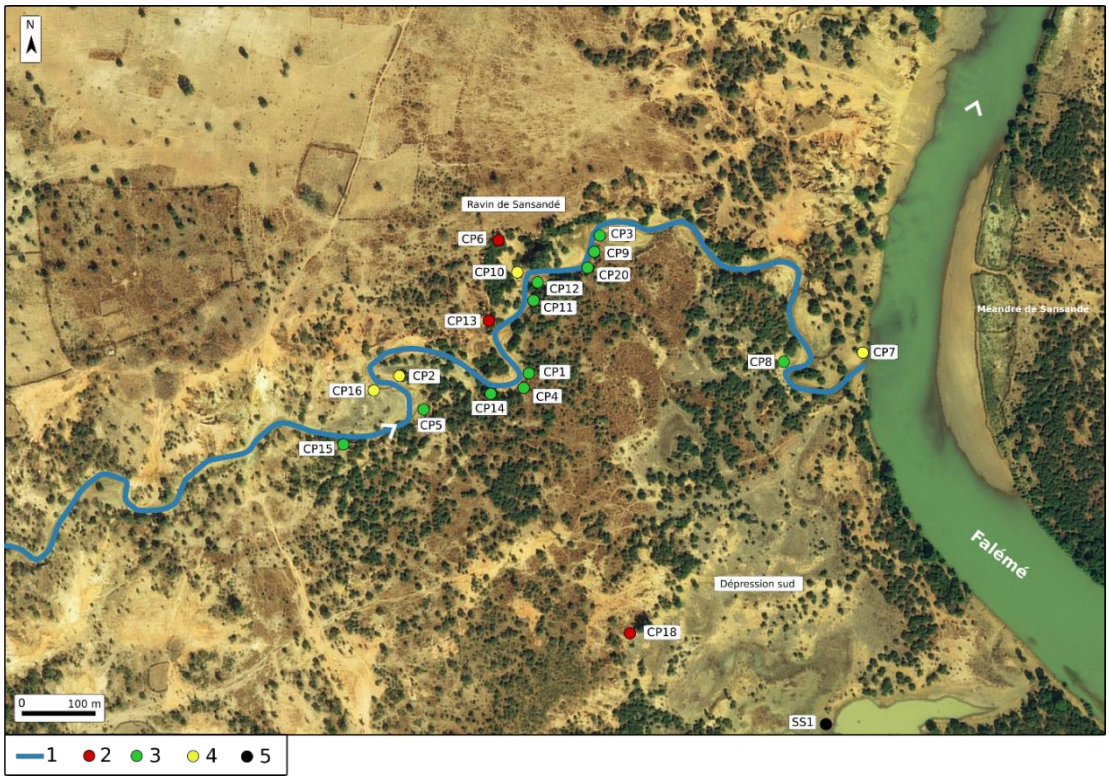


Figure 89: *coupes et sondages réalisés dans le ravin de Sansandé et dans la dépression méridionale*

1 : ravin de Sansandé ; **2 :** coupe dans le glacis-terrasse ; **3 :** coupe dans la haute terrasse ; **4 :** coupe dans la basse terrasse ; **5 :** sondage à la tarière

Dix-huit coupes stratigraphiques ont été réalisées dans le ravin afin de caractériser les formations sédimentaires à l'origine de ces modelés. Elles ont été complétées par deux coupes et un sondage à la tarière dans la depression méridionale. Chaque coupe correspond à une formation de terrasse alluviale (**Figure 89**). Des coupes de références ont été choisies pour les analyses sédimentologiques, mais un relevé de chaque coupe a été réalisé sur le terrain. Des analyses granulométriques et morphoscopiques ont été réalisées en laboratoire. Le cadre chronostratigraphique a été établis à partir de douze datations OSL et 10 datations radiocarbone (**Tableau 9 - Tableau 10**).

Coupe	Formation	Granulométrie Nombre d'échantillons	Morphoscopie Nombre d'échantillons
CP7	Basse terrasse de la Falémé	23	8
CP9	Haute terrasse du ravin	24	5
CP10	Basse terrasse du ravin	9	3
CP20	Base Pléistocène de la haute terrasse du ravin	4	/

Tableau 8: *synthèse des analyses sédimentologiques dans le ravin de Sansandé*

Année de prélèvement	Site ou coupe d'origine	Code d'échantillons	Date estimée
2017	Berge de Sansandé	S9	35 ± 3 ka
2017	Entrée du ravin de Sansandé / pas de coupe de référence	S8	26 ± 2 ka
2017	CP6 ravin de Sansandé	S7	19 ± 1 ka
2017	CP6 ravin de Sansandé	S6	19 ± 1 ka
2017	CP3 ravin de Sansandé	S5	Max 1,4 ± 0,2 ka
2017	CP4 ravin de Sansandé	S4	Max 1,7 ± 0,1 ka
2018	CP8 ravin de Sansandé	S11	Date en attente
2018	CP9 ravin de Sansandé	S12	2 populations de grains distinctes 3000-500 ans et 40-10 ka
2018	CP9 ravin de Sansandé	S13	2 populations de grains distinctes 3000-500 ans et 40-10 ka
2018	CP20 ravin de Sansandé	S14	18 ka date non finale

Tableau 9 : *synthèse des datations OSL*

Echantillon- Nr.	Code- Echantillon	Localisation	Matériel	âge 14C ±1σ BP	âge calibré 2δ BP	âge calibré 2δ av. / de notre ère
ETH-86724	SAN -CP20 -15	Ravin de Sansande	charbon	16256 ± 46	19831- 19468 BP	17881 - 17518 av. notre ère
ETH-86713	SAN - CP9 316	Haute terrasse	charbon	16095 ± 45	19589 - 19246 BP	17639 - 17296 av. notre ère
ETH-86714	SAN - CP9 321	Haute terrasse	charbon	16046 ± 45	19548 - 19202 BP	17598 - 17252 av. notre ère
ETH-86715	SAN -CP12 -388	Haute terrasse	charbon	14806 ± 43	18171 - 17850 BP	16221 - 15900 av. notre ère
ETH-86717	SAN -CP14 -257	Haute terrasse	charbon	1618 ± 25	1562 - 17850 BP	388 - 536 de notre ère
ETH-80884	SAN -CP1 -280 cm	Ravin-Sansande	charbon	1337 ± 20	1300 - 1188BP	650 - 762 de notre ère
ETH-80881	CP2 35 cm	Ravin-Sansande	charbon	249 ± 20	419 - 150 BP	1531 - 1800 de notre ère
ETH-80879	SC1-2 129 cm	Méandre-Sansande SC1	charbon	243 ± 27	424 - 11 BP	1526 - 1939 de notre ère
ETH-86719	SAN -CP7 - 106	Basse Terrasse berges Falémé	charbon	176 ± 24	289 - 32 BP	1661 - 1918 de notre ère
ETH-86721	SAN -CP7 - 274-279	Basse Terrasse berges Falémé	charbon	158 ± 24	285 - 35 BP	1665 - 1915 de notre ère
ETH-86720	SAN -CP7 -162	Basse Terrasse berges Falémé	charbon	126 ± 23	271 - 10 BP	1679 - 1940 de notre ère
ETH-80883	CP2 77 cm	Ravin-Sansande	charbon	122 ± 20	269 - 12 BP	1681 - 1938 de notre ère
ETH-80882	CP2 51 cm	Ravin-Sansande	charbon	120 ± 20	269 - 13 BP	1681 - 1937 de notre ère

Tableau 10 : *synthèse des datation radiocarbone*

Le lobe de méandre de Sansandé a été abordé afin de mettre en relation les dynamiques du ravin de Sansandé avec celles de l'ensemble de la vallée de la Falémé. Il est situé en rive droite, en face de la confluence du ravin de Sansandé et de la Falémé. Un profil géophysique a été réalisé (P3 : 894 m) afin de cartographier la résistivité du sol. Associé à ce profil, un carottage tubé de 6 m de profondeur a permis une caractérisation des sédiments en laboratoire (**Figure 90**). Sur les photographies aériennes, des rides de méandre permettent d'identifier les niveaux de terrasses. Ceux-ci ont été également identifiés sur le terrain, par des relevéstopographiques. Un niveau de très haute terrasse a été ajouté aux observations des terrasses alluviales du ravin de Sansandé.

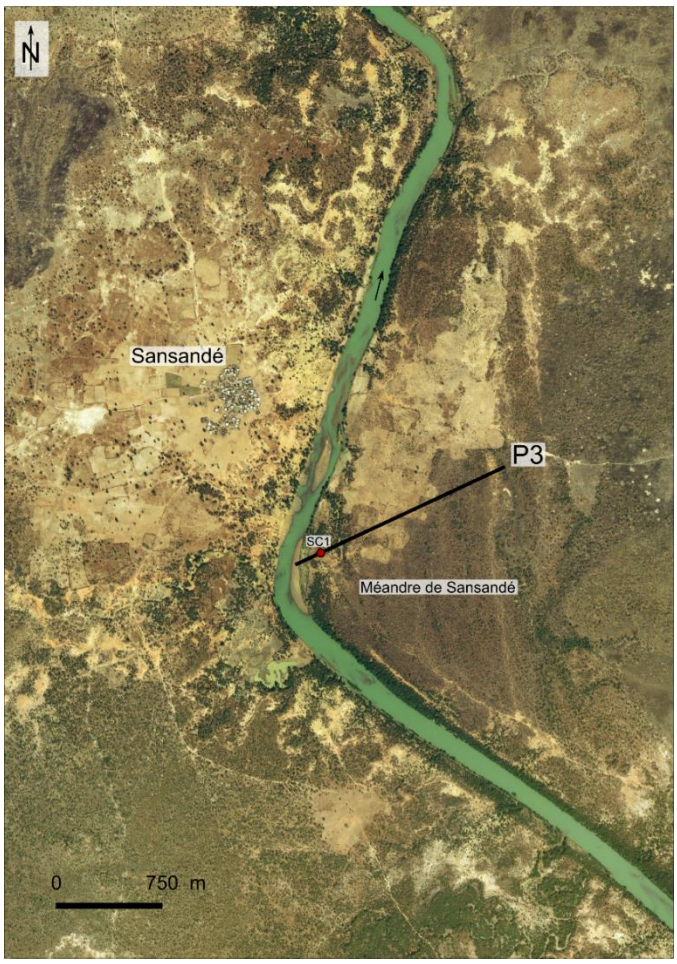


Figure 90: *analyses réalisées dans le lobe de méandre de Sansandé*

P3 : profil géophysique ; **SC1 :** carottage tubé

Des analyses granulométriques, morphoscopiques, et de la fraction argileuse par la Diffraction des Rayons X ont été réalisées (**Tableau 11**). Le cadre chronostratigraphique a été établis à partir de deux datations OSL et une datation radiocarbone sur charbon.

Analyse	Nombre d'échantillon
Granulométrie	28
Morphoscopie	12
DRX	2
XRF	en continu

Tableau 11: *totalité des analyses réalisées sur les sédiments de la carotte SC1*

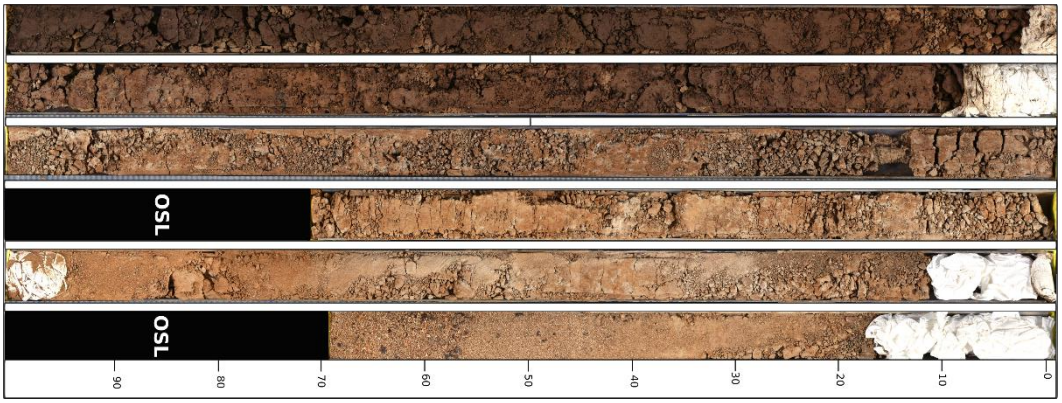


Figure 91: *carotte SC1 (premier tronçon : surface, dernier tronçon : base de la carotte)*

A

Echantillon- Nr.	Code- Echantillon	Localisation	Matériel	âge 14C ±1σ BP	âge calibré 2δ BP	âge calibré 2δ av. / de notre ère
ETH-80879	SC1-2 129 cm	Méandre-Sansande SC1	charbon	243 ± 27	424 - 11 BP	1526 - 1939 de notre ère

B

Année de prélèvement	Site ou coupe d'origine	Code d'échantillons	Date estimée
2017	méandre de Sansandé SC1	SC1 - 4	**1,9 ± 0,1 ka**
2017	méandre de Sansandé SC1	SC1 - 6	**2,0 ± 0,2 ka**

Tableau 12 : *totalité des dates obtenues sur la carotte SC1*

A : date C14 ; **B :** dates OSL

8.2.2 Le Ravin de Sansandé

8.2.2.1 Les coupes de référence de la basse terrasse

8.2.2.1.1 Log stratigraphique et granulométrie de la coupe CP10

Le niveau de basse terrasse alluviale a été identifié le long de la Falémé ainsi que dans le ravin de Sansandé. Afin de confirmer la corrélation de ces deux niveaux, une coupe de référence a été étudiée pour chacun de ces secteurs. Dans le ravin de Sansandé, trois coupes ont été réalisées dans la basse terrasse (CP2, CP6 et CP10) (**Figure 92**). La coupe CP10 a été choisie comme coupe de référence, mais des charbons prélevés dans la coupe CP2 ont permis de construire le cadre chronostratigraphique.

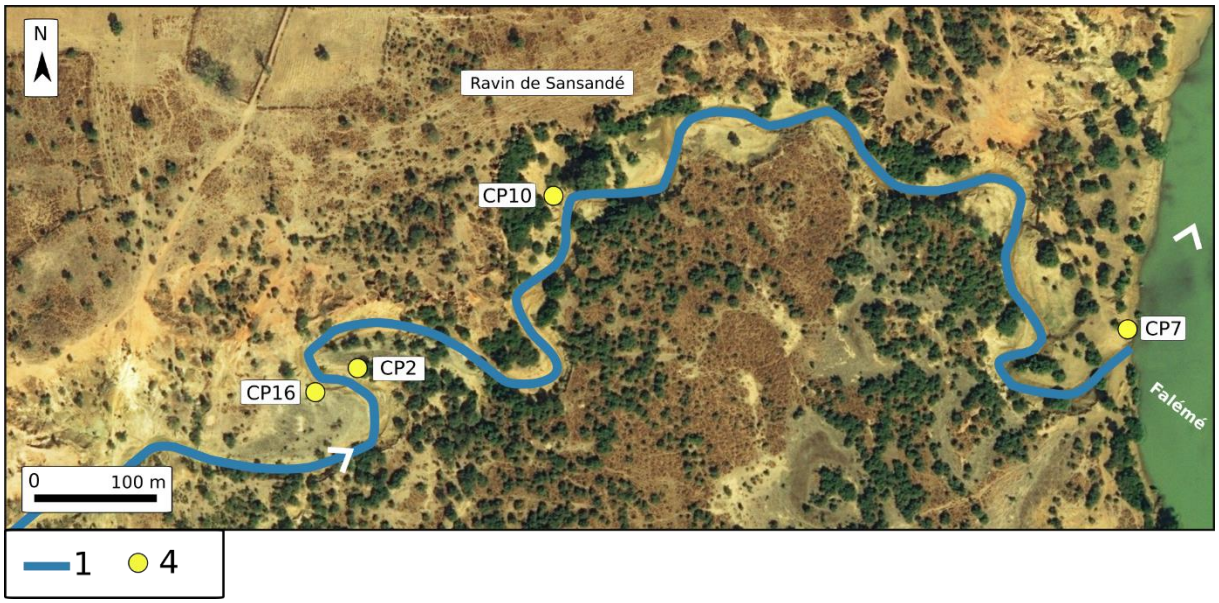


Figure 92: *coupes réalisées dans la basse terrasse dans le ravin de Sansandé et sur les berges de la Falémé*

1 : ravin de Sansandé ; **4 :** coupe stratigraphique de la base terrasse

La terrasse a été conservée préférentiellement en rive gauche du ravin, à l'exception d'un petit lobe de méandre dans lequel a été réalisée la coupe CP2 en rive gauche. Sur le terrain, quatre unités stratigraphiques ont été identifiées. L'étude granulométrique de huit échantillons a permis de confirmer ces unités et trois charbons prélevés respectivement à 77 cm (1681-1938 de notre ère), 51 cm (1681-1937 de notre ère) et 35 cm (1531-1800 de notre ère) de profondeur dans la coupe CP2 permettent de dater cette aggradation des quatre derniers siècles de notre ère (**Figure 94**).

Figure 93*: panorama de localisation de la basse terrasse et de la coupe CP10 associée à cette forme*

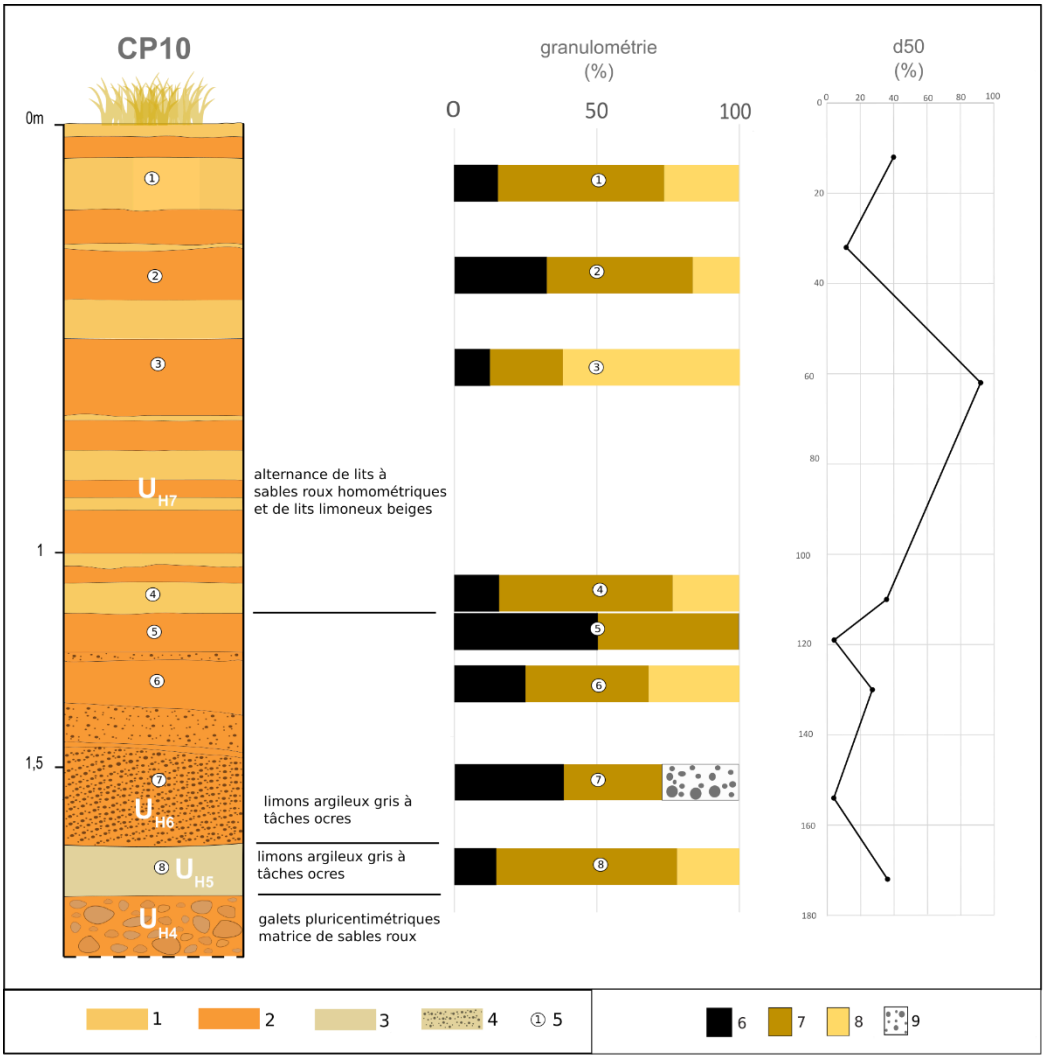


Figure 94: *log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe CP10*

1 : limons beiges homogènes ; **2 :** sables fins roux très homogènes ; **3 :** limons très compacts gris blancs à tâches ocre ; **4 :** graviers roulés dans une matrice fine ; **5 :** échantillons ; **6** : argiles ; **7** : limons ; **8** : sables ; **9 :** >2mm

U_{H4} constitue l'unité de base de la basse terrasse. C'est une unité grossière caractérisée par des galets pluricentimétriques plus ou moins émoussés, insérés dans une matrice de sables roux. Ces galets témoignent de la compétence au moins pontuellement élevée du cours d'eau temporaire. Ils sont surmontés par l'unité **U_{H5}** épaisse de 10 cm environ. Elle est caractérisée par des limons argileux à tâches ocre qui attestent plutôt de dynamiques calmes permettant des processus de décantation. La discordance avec l'unité supérieure **U_{H6}** est très nette et correspond à une limite érosive. L'épaisseur de cette unité varie selon les coupes. Elle atteint 75 cm sur la coupe CP16, pour seulement 35 cm sur la coupe CP10. Elle est constituée de graviers roulés et de nodules ferromagnétiques, pris dans une matrice de sables roux grossiers. La base de cette unité est marquée par un pendage qui rappelle des dépôts de bancs de chenaux. L'unité **U_{H7}**

constitue l'essentiel de la sédimentation. Elle est composée d'une alternance de deux faciès distincts : des lits de sables roux homométriques parfois finement lités alternent avec des lits de limons beiges relativement compacts de moindre épaisseur. Cela témoigne donc d'une alternance de dynamiques de débordements énergiques permettant le transport et le dépôt de sables, et de débordements moins énergiques permettant le dépôt des limons. Ce faciès est caractéristique d'un dépôt de berges.

8.2.2.1.2 Nature des échantillons et morphoscopie des quartz de la coupe CP10

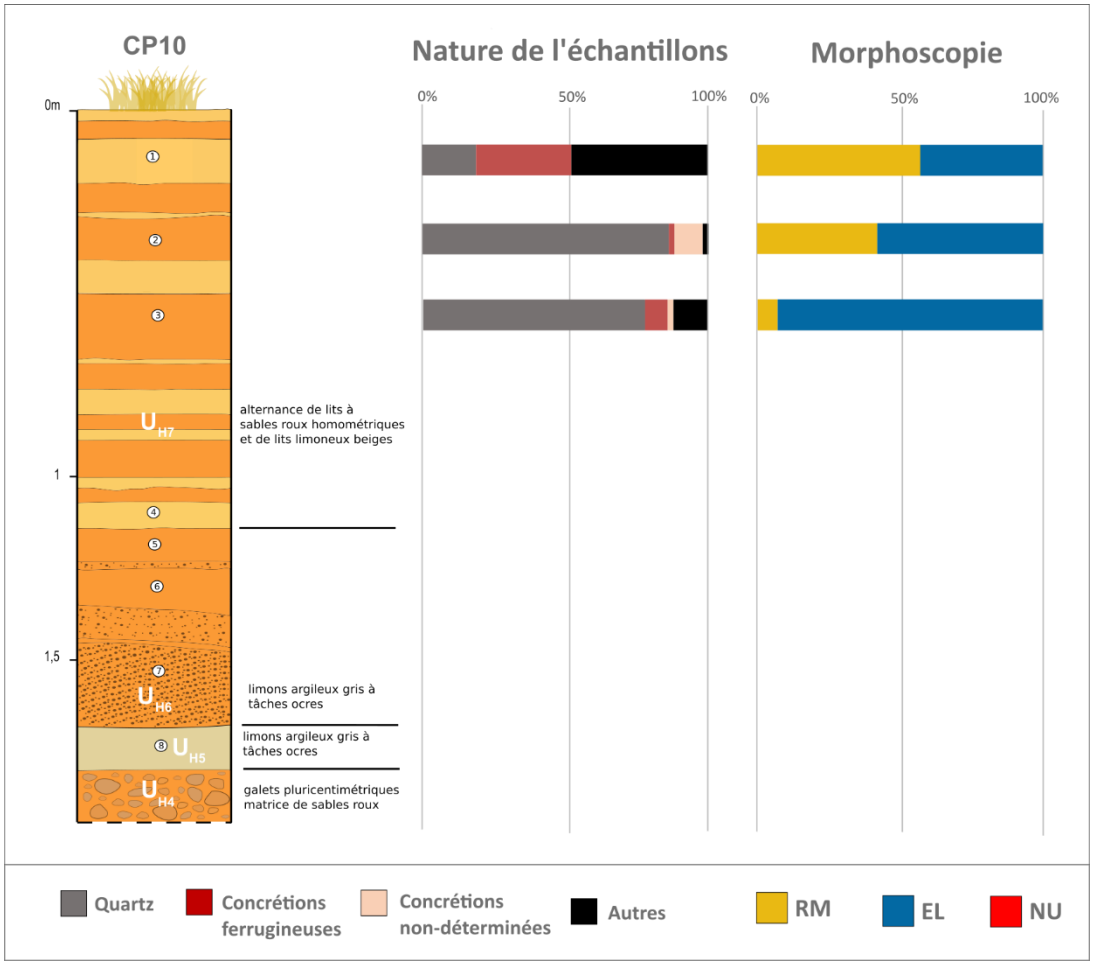


Figure 95 : *nature des échantillons et analyses morphoscopiques de la coupe CP10*

RM : ronds-mats ; **EL :** émoussés-luisants ; **NU :** non-usés

La nature des échantillons et la morphoscopie des quartz ont été examinées sur le haut de l'unité UH7. Elles permettent de caractériser la fin de cet épisode d'accumulation sédimentaire. L'échantillon 3 est très sableux d'après les analyses granulométriques. Il est composé pour l'essentiel de quartz dont la morphoscopie est émoussée-luisante. La signature alluviale de ce dépôt est nette. On remarque en revanche une modification dans la composition des deux échantillons suivants. L'échantillon 2 est plus limoneux et comporte une proportion de quartz

sensiblement identique. La proportion de grains de quartz ronds-mats augmente en revanche fortement. Cela évoque la persistance d'apports alluviaux mais une augmentation des grains de sables issus des formations pleistocènes. L'échantillon suivant confirme cette tendance avec une augmentation de la proportion de sables corrélée à une nature d'échantillon plus ferrugineuse et des grains de quartz moins présents à la morphologie majoritairement RM. Ce dernier échantillon évoque bien une augmentation des apports de versants et une diminution des dynamiques alluviales.

8.2.2.1.3 Interprétation de la séquence sédimentaire de CP10

La succession des trois unités U_{H4}, U_{H5} et U_{H6} témoignent plutôt d'une phase d'instabilité du système antérieure à 1681-1938 de notre ère. L'unité grossière à la base de la basse terrasse témoigne d'une phase érosive énergique. L'unité fine qui surmonte cet épisode érosif atteste au contraire d'un environnement calme, temporairement en eau. La couleur grise des limons peut évoquer des conditions anoxiques, tandis que les tâches ocre évoquent des conditions oxydantes donc émergées. Les graviers roulés et les nodules ferromagnétiques de l'unité supérieure témoignent d'une modification des dynamiques hydrosédimentaires. La granulométrie indique une présence à la fois d'argiles, de limons et de graviers dans des proportions significatives. Cela témoigne d'un épisode énergique qui mobilise des apports longitudinaux et latéraux pour former ce dépôt mal trié. L'unité U_{H7} atteste d'une phase d'accumulation plus stable. Cette dernière phase montre un déplacement latéral du chenal. Le moteur de l'aggradation de la terrasse reste alluvial mais la présence de grains de quartz ronds-mats atteste d'une remobilisation locale des formations éoliennes Pleistocènes. L'érosion des versants alimente donc la fourniture sédimentaire, avant l'installation d'une dynamique d'incision proche de celle observée actuellement. La présence de lits limoneux suggère un fonctionnement proche de l'actuel avec des crues en deux temps : un épisode énergique permettant le dépôt des sables et un épisode plus calme autorisant des dépôts de limons.

8.2.2.1.4 Log stratigraphique et granulométrie de la coupe CP7

La basse terrasse a été également bien observée le long de la Falémé. Une coupe a été réalisée vers la confluence du ravin de Sansandé et de la Falémé afin de corréler les dynamiques de formation de la basse terrasse du ravin et celle de la rivière principale (**Figure 96**).

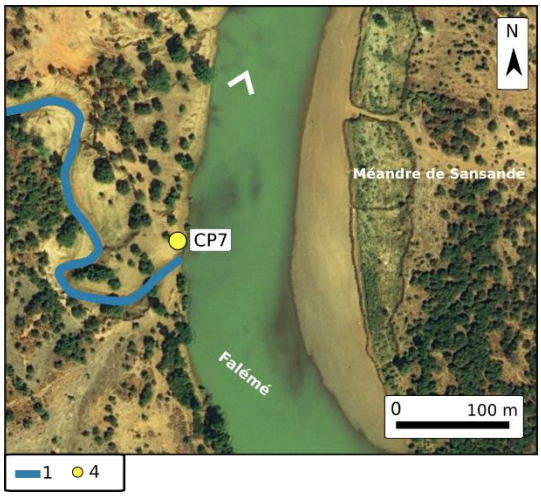


Figure 96 : *localisation de la coupe CP7 dans la basse terrasse qui longe la Falémé*

1 : ravin de Sansandé ; **4 :** coupe de la basse terrasse

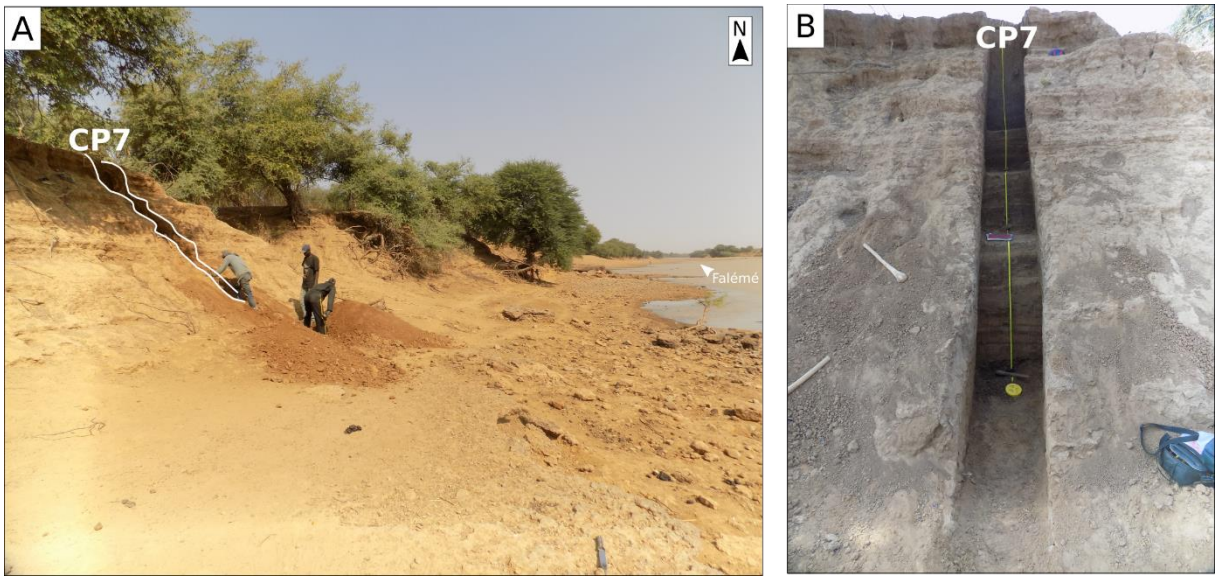


Figure 97: *coupe CP7 (B) dans la basse terrasse de la Falémé (A).*

La coupe CP7 (4 m de hauteur) a livré trois charbons permettant des datations radiocarbones. Ceux-ci, prélevés respectivement à 274-279 cm (1665-1915 de notre ère), 162 cm (1679-1940 de notre ère) et 106 cm (1661-1918 de notre ère) ; permettent de confirmer l'attribution de cette aggradation aux quatre derniers siècles, comme dans le ravin de Sansandé (**Figure 97**). Les faciès sédimentaires sont bien différents de ceux de la coupe CP10. La base de la séquence de CP7 ressemble à l'unité U_{H4} de CP10. Elle est constituée de cailloux hétérométriques roulés pris dans une matrice de gravillons sableux. L'unité suivante est d'une épaisseur considérable (218 cm) et elle rappelle les unités UH5, UH6 et UH7 de la coupe CP10.

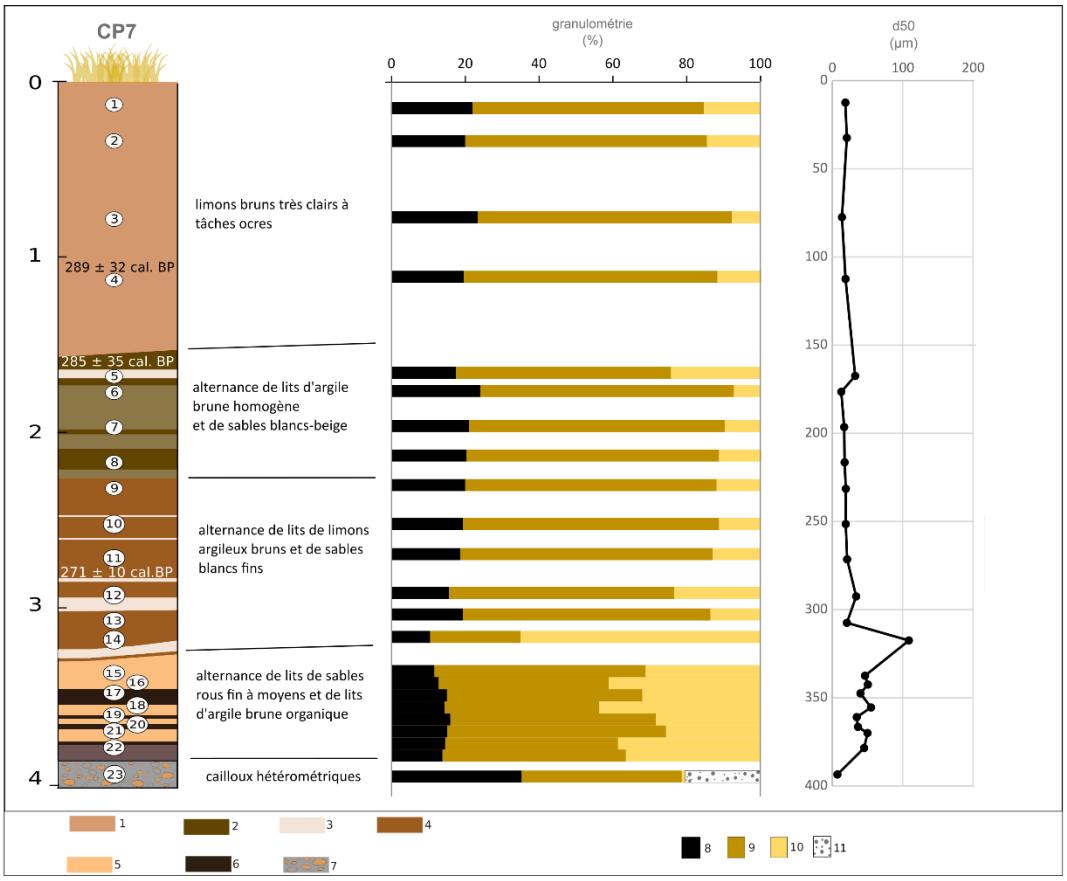


Figure 98: *log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe CP7*

1 : limons bruns très clairs à tâches ocre nombreuses ; **2 :** argile brune homogène ; **3 :** sables fins blanc-beige ; **4 :** limons argileux bruns ; **5 :** sables moyens roux ; **6 :** argile brune organique ; **7 :** cailloux hétérométriques roulés dans une matrice de sables à graviers ; **8 :** argiles ; **9 :** limons ; **10** : sables ; **11 :** >2mm

Elle est constituée d'une alternance de lits fins et de lits plus grossiers. Les fines sont plus ou moins argileuses ou limoneuses, et les grossiers sont soit des sables blanc fins, soit des sables roux moyens. Les lits fins présentent fréquemment des faciès aux teintes noirs ou brunes, indiquant une richesse en matière organique. Cela témoigne du développement de conditions palustres dans une partie du fond de vallée. Les deux datations radiocarbone réalisées pour cette unité présentent une inversion chrostratigraphique sans importance dans la mesure où les trois dates de la coupe sont très proches et attestent d'une formation au cours des quatre derniers siècles. Les analyses granulométriques révèlent que la base de cette unité est plus sableuse avant de devenir largement limono-argileuse jusqu'à 162 cm. Ce dépôt évoque nettement des dynamiques alluviales, progressivement en perte de puissance. Cette évolution graduelle rappelle l'évolution de l'unité U_{H7} sur la coupe CP10 : l'alternance de sables et de limons évoque des crues en deux temps, caractéristiques de dépôts de berges. L'unité supérieure de la coupe (162 cm à la surface) n'a pas été observée sur la coupe CP10. Cette unité massive est

composée de limons bruns très clairs à tâches ocres. Elle témoigne de conditions de dépôt plus stables, et d'un environnement émergé au moins temporairement, permettant une oxydation du fer. Elle forme un dépôt de débordement indiquant une diminution de l'énergie avant une incision progressive du chenal principal de la rivière.

8.2.2.1.5 Nature de l'échantillon et morphoscopie de CP7

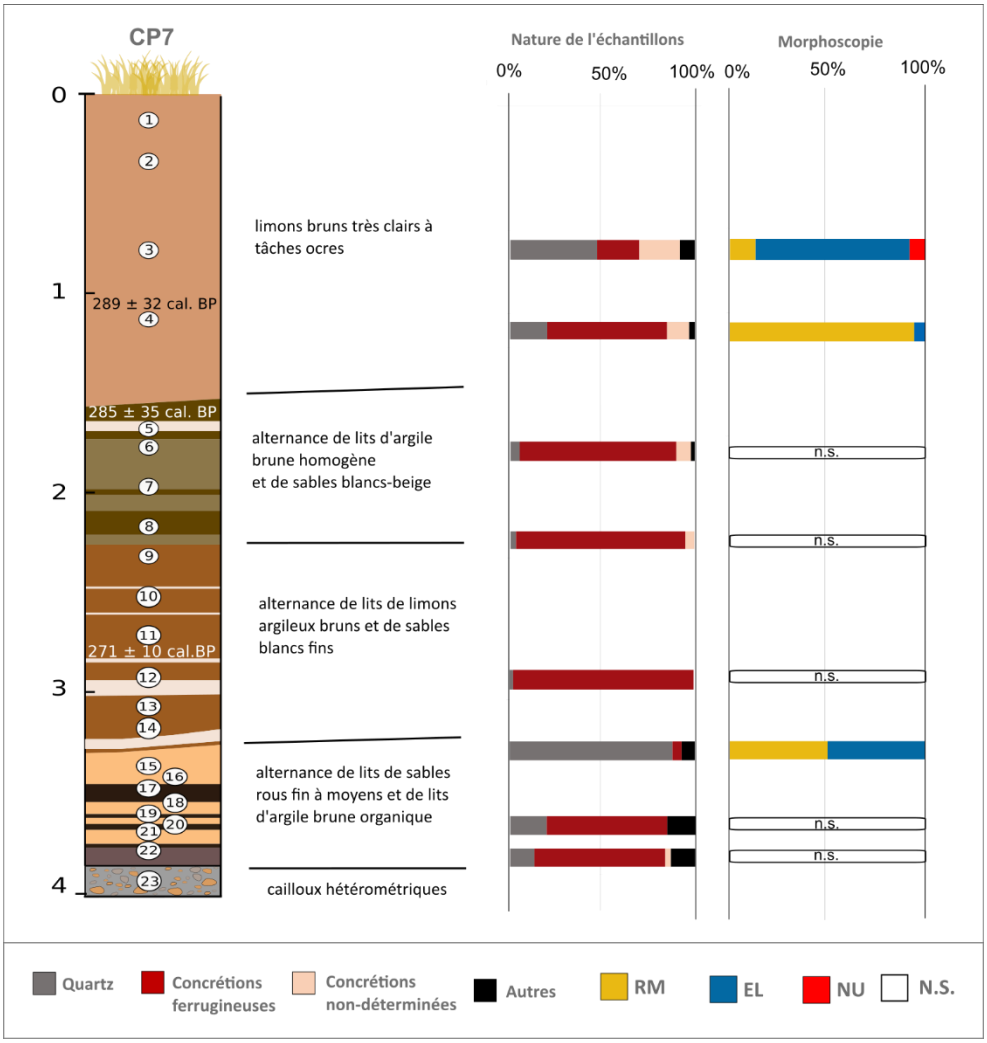


***Figure 99**: nature de l'échantillon et morphoscopie de la coupe CP7*

RM : ronds-mats ; **EL :** émoussés-luisants ; **NU :** non-usés

L'étude de la nature de l'échantillon et de la morphoscopie des quartz sur huit échantillons de la coupe CP7 livre des résultats intéressants. On remarque d'emblée une présence importante de concrétions ferrugineuses sur six échantillons sur huit. En revanche les quartz sont peu présents, empêchant le comptage pour l'analyse morphoscopique sur cinq échantillons. Les échantillons 315-320 (**Figure 100**-A) et 85-90 (**Figure 100**-D) présentent de plus fortes proportions de grains de quartz. Mais ces grains de quartz ont une morphologie respectivement

plutôt RM (**Figure 100**-C) et EL. La faible résolution des échantillons analysés rend la lecture des résultats complexe.

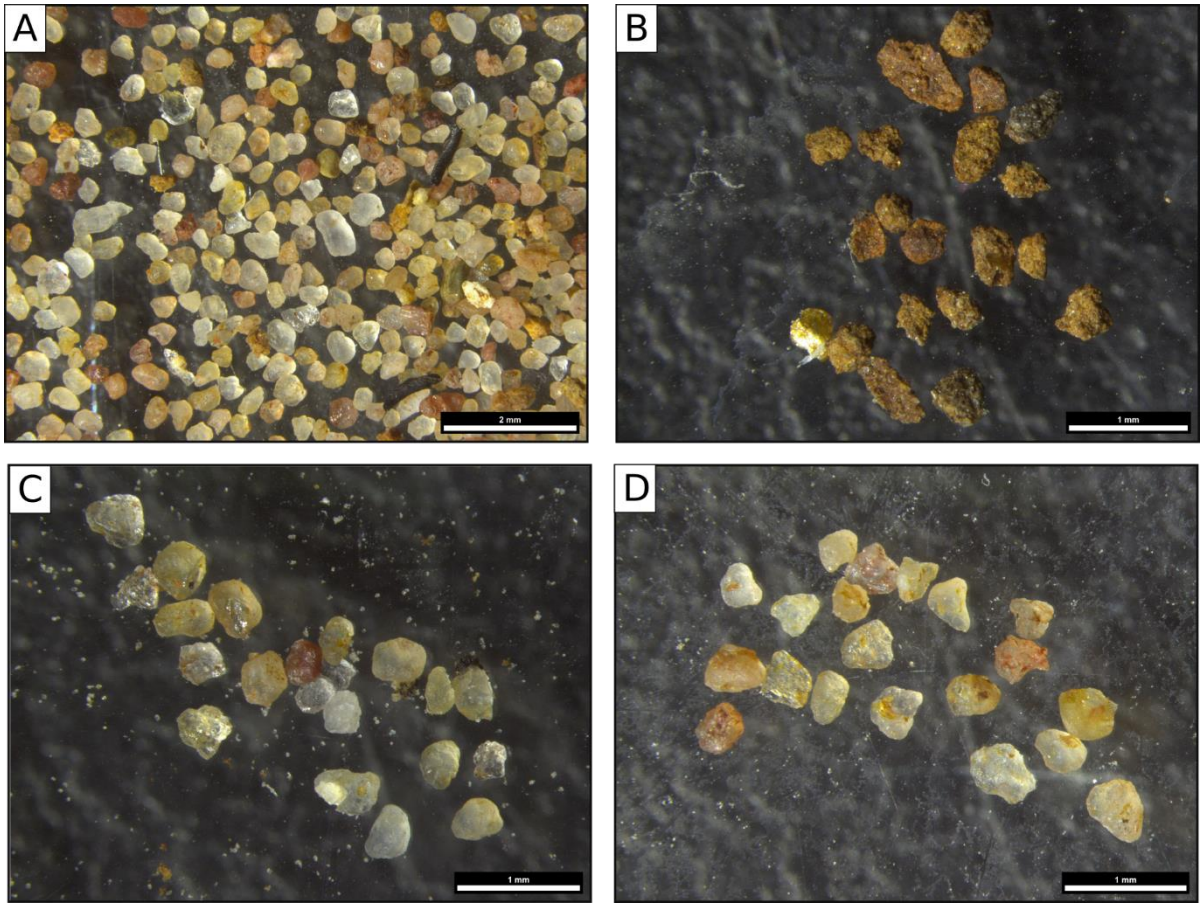


Figure 100: *photographies prises à la loupe binoculaire lors de l'étude de la nature des échantillons (A-B) et de la morphoscopie des quartz (C-D) de la coupe CP7*

A : 315-320 cm fraction 250-400 µm, vue générale avant un comptage pour estimer la nature minéralogique de l'échantillon ; **B : 174-179 cm** fraction 250-400 µm, comptage de 20 grains pour estimer la nature de l'échantillon ; **C : 110-115 cm** fraction 250-400 µm, comptage de 20 grains de quartz pour l'analyse morphoscopique ; **D : 85-90 cm** fraction 250-400 µm, comptage de 20 grains de quartz pour l'analyse morphoscopique.

On peut cependant s'arrêter sur la forte proportion de concrétions ferrugineuses dans les sédiments de cette basse terrasse (**Figure 100** – B). Cette présence remarquable est due à l'érosion des pédosédiments par le ruissellement des eaux de pluies. Elle témoigne de l'importance des processus d'érosions locaux au cours des quatre derniers siècles principalement aux dépends des formations pléistocènes locales.

8.2.2.1.6 Analyses géochimiques et nature des argiles de la coupe CP7

Les analyses géochimiques apportent peu d'éléments nouveaux (**Figure 101**). Les courbes de silice, d'alumine et de fer présentent une grande stabilité. Seule une légère décroissance de la proportion de silice à partir de 3 m de profondeur et jusqu'en haut de la séquence sédimentaire

au profit d'une légère augmentation des oxydes de fer et de l'alumine, vient caractériser le diagramme.

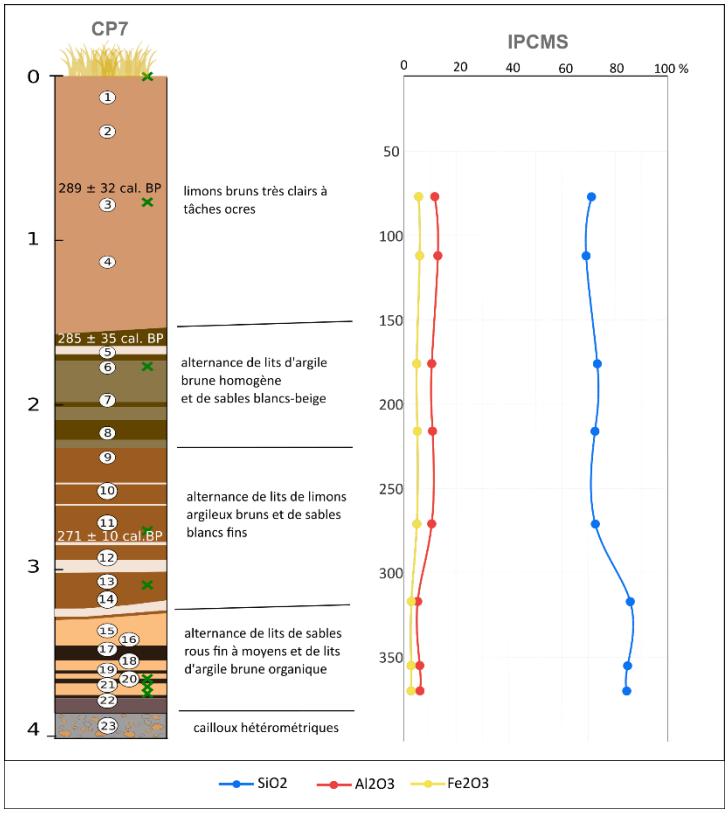


Figure 101: *analyses géochimiques sur la coupe CP7*

Les analyses par DRX sur la fraction argileuse ont été menées sur trois échantillons (**Figure 102**). Les résultats sont en très bonne concordance avec les résultats présentés ci-dessus ainsi qu'avec ceux de la coupe CP10. Le premier échantillon (268-274 cm) fait partie de la seconde unité stratigraphique de la basse terrasse, une unité marquée par des alternances granulométriques nombreuses. L'analyse des argiles révèle la présence non négligeable de smectite qui atteste d'un environnement humide et d'un haut niveau de nappe favorisant la néoformation d'argiles. Dans l'échantillon intermédiaire (174-179 cm), la smectite est toujours présente mais en diminution tandis que l'illite augmente. Ces variations sont très cohérentes et elles évoquent un un raccourcissement des périodes d'engorgement. Enfin, le dernier échantillon vient compléter cette tendance. Les smectites disparaissent tandis que les illites restent bien présentes et s'accompagnent de vermiculites. Ce binôme atteste d'une baisse relative du niveau de nappe, et peut-être des conditions plus fraîches. Les argiles interstratifiées observées dans les trois échantillons suivent également ce mouvement : elles sont plutôt composées dans les deux premiers échantillons de chlorite et de smectite, puis de chlorite et de vermiculite dans le dernier échantillon attestant d'une pédogenèse inachevée.

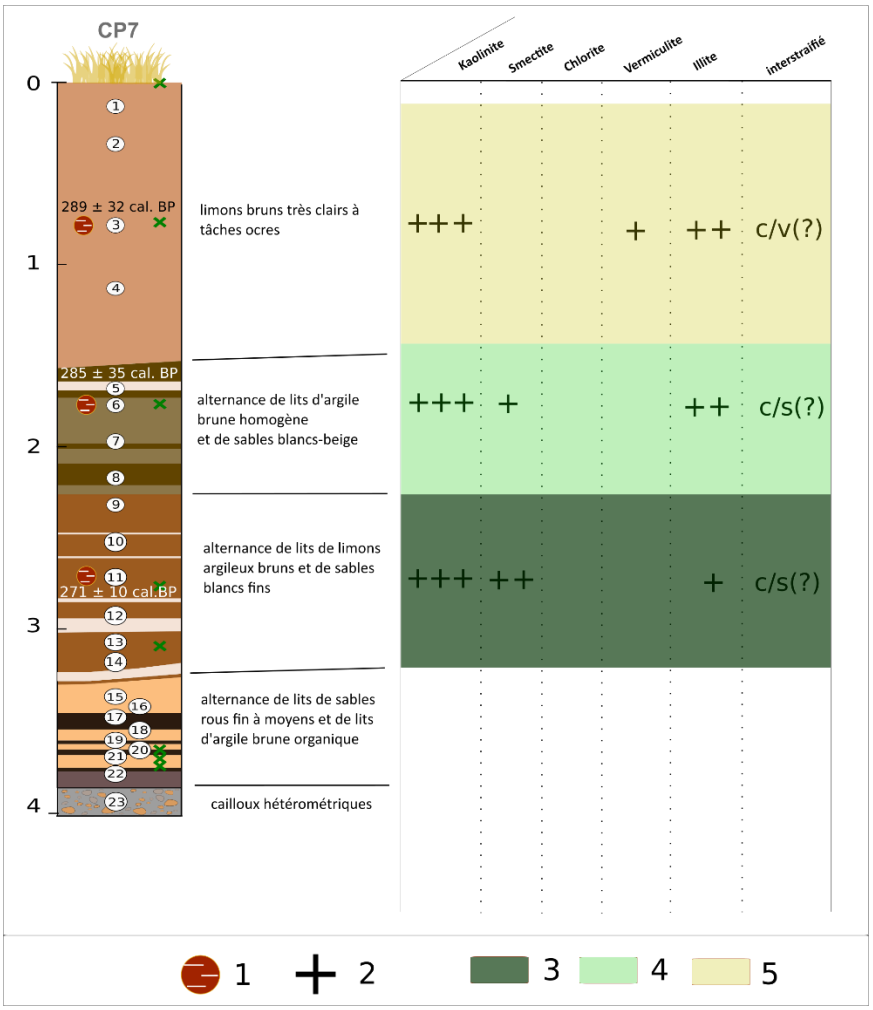


Figure 102 : *analyses par DRX sur la fraction argileuse des échantillons de la coupe CP7*

8.2.2.1.7 Interprétation de la séquence sédimentaire CP7

Les résultats des analyses réalisées sur les échantillons de la coupe CP7 présentent une très bonne corrélation avec les résultats de la coupe CP10. Ces deux formations correspondent bien à une même basse terrasse dont la puissante et rapide aggradation a eu lieu au cours des quatre derniers siècles, avant la mise en place de la dynamique d'incision que l'on connaît aujourd'hui. L'étude de la basse terrasse de la Falémé révèle des variations de faciès et trois éléments permettent de différencier ces deux accumulations alluviales :

(1) La puissance de la terrasse est bien supérieure dans la vallée principale que dans le ravin latéral. La dernière unité de CP7 est constituée de limons de débordement qui ne sont pas présents sur la coupe CP10.

(2) La basse terrasse de la Falémé contient des argiles bien plus organiques que la basse terrasse du ravin latéral. La présence de cette matière organique identifiée grâce aux teintes brun-noire des argiles indique un engorgement plus important et une moindre décomposition de la composante organique indiquant un maintien des conditions palustres le long de la Falémé.

(3) Dans la coupe de la basse terrasse des tâches ocre apparaissent dès la base de la coupe, tandis que ces tâches ne sont présentes que dans l'unité de limons de débordement de la basse terrasse de la Falémé. Ces taches témoignent de processus d'oxydation. Cette différence confirme la maintien d'un niveau d'eau plus important le long de la Falémé que du ravin latéral pendant la première phase de l'aggradation alluviale.

Ces trois observations indiquent que la proximité avec la Falémé induit des dépôts sédimentaires plus importants dans des conditions d'engorgement bien supérieures à celles présentes dans les ravins latéraux. Il semble même que pendant un temps difficile à évaluer, les dynamiques en cours dans les ravins aient fourni des sédiments détritiques à une plaine alluviale palustre. Par ailleurs, bien qu'aucune date ne permette d'arriver à cette conclusion, il semble bien que l'aggradation de la basse terrasse dans le ravin se soit interrompue avant celle de la Falémé. L'absence des limons de débordements supérieurs associés à la basse terrasse du ravin indique que la sédimentation alluviale ne caractérise plus ce point du ravin latéral, tandis que les crues et l'aggradation de la terrasse se poursuivent dans la vallée principale. Les taches ocres dans cette dernière phase d'aggradation indiquent au moins une saisonnalité des crues avant la mise en place des conditions actuelles et la dynamique généralisée d'incision.

8.2.2.2 Les coupes de référence de la haute terrasse dans le ravin de Sansandé

Le niveau de haute terrasse alluviale a été observée dans le ravin de Sansandé en coupe naturelle, et en topographie dans les lobes de méandre.

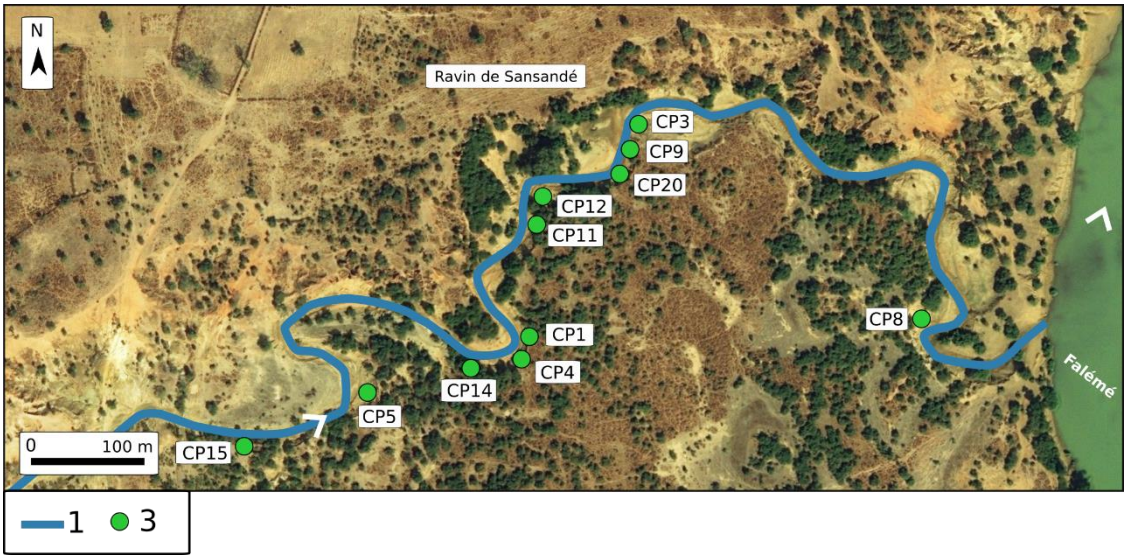


Figure 103 : *coupes réalisées dans la haute terrasse du ravin de Sansandé*

1 : ravin de Sansandé ; **3 :** coupes de la haute terrasse

Dans le ravin de Sansandé, la haute terrasse n'a été conservée qu'en rive droite. Au total, onze coupes ont été réalisées dans cette formation (**Figure 103**). L'aggradation de cette formation témoigne des dynamiques hydrosédimentaires du premier millénaire de notre ère. Elle est caractérisée par une unité sédimentaire principale limoneuse reposant en contact érosif sur les formations pléistocènes. Dans le ravin, la coupe CP9 a été choisie comme coupe de référence pour les analyses de laboratoire. La petite coupe CP20 nous a permis d'appréhender l'assise Pléistocène de la haute terrasse.

8.2.2.2.1 Log stratigraphique et granulométrie de la coupe CP9/CP20

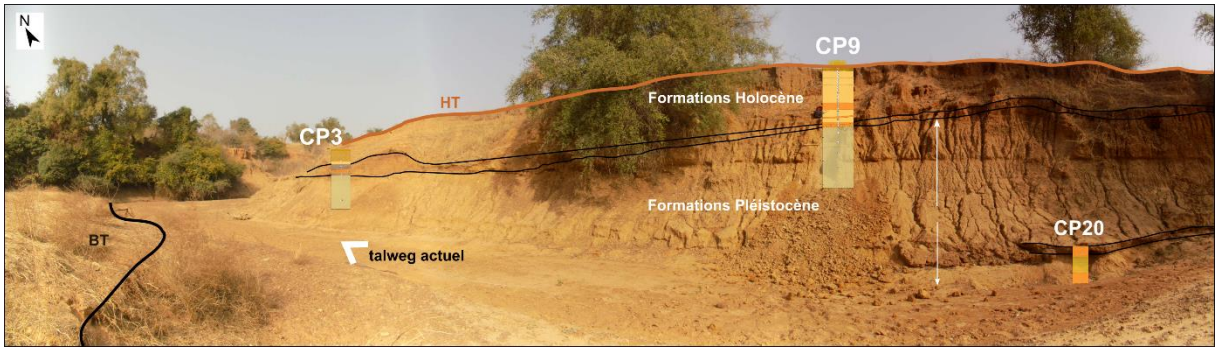


Figure 104: *panorama de localisation de la haute terrasse du ravin et des coupes CP9, CP20 et CP3*

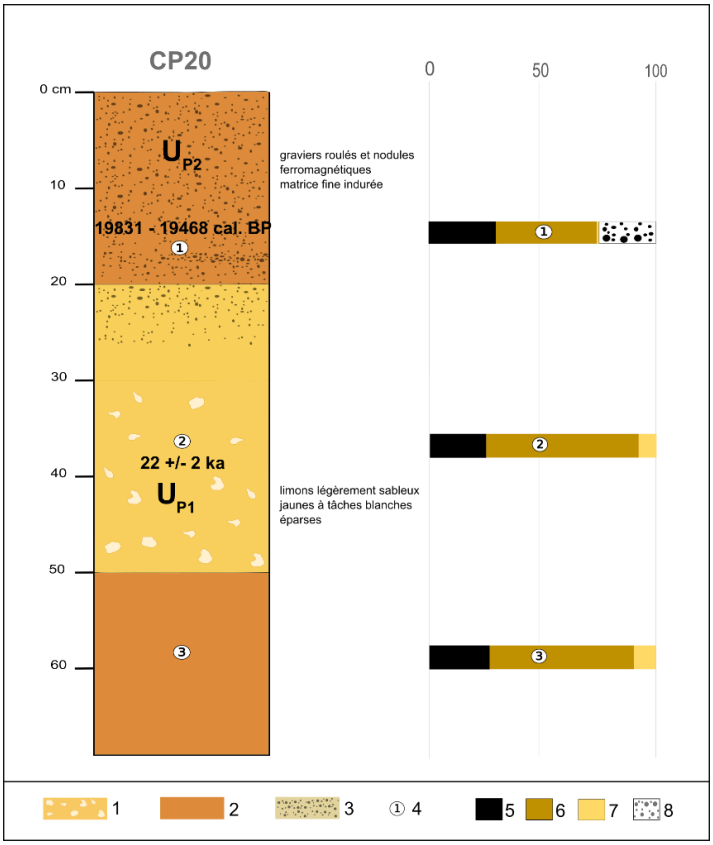


Figure 105: *log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe CP20*

1 : limons sableux à taches blanches ; **2 :** limons sableux ; **3 :** graviers roulés et nodules ferromagnétiques ; **4 :** échantillons ; **5 :** argiles ; **6 :** limons ; **7 :** sables ; **8 :** >2 mm

La coupe CP9 représente l'aggradation de la haute terrasse dans le ravin de Sansandé tandis que la coupe CP20, réalisée en 2018, a permis de compléter la compréhension de l'encaissant Pléistocène dans lequel s'insère l'aggradation du premier millénaire de notre ère. La haute terrasse est constituée d'une unité pléistocène (U_{P3}) et de deux unités holocène (U_{H1} et U_{H2}). **U_{P3}** a été datée par radiocarbone sur quatre échantillons, deux sur la coupe CP9 (17639-17296 av. notre ère et 17598-17252 av. notre ère), un sur la coupe CP12 (16221-15900 av. notre ère) et un sur la coupe CP20 (17881-17518 av. notre ère). Une date OSL réalisée sur un échantillon de la coupe CP20 est estimée à 22 ± 2 ka BP. La base de cette séquence pléistocène a pu être observée grâce à la coupe CP20 que nous présenterons brièvement. Deux unités stratigraphiques supplémentaires ont été observées. **U_{P1}** constitue la base de la haute terrasse du ravin de Sansandé. Elle est composée de limons légèrement sableux, jaunes à taches blanches éparses. Cette unité fine témoigne de dynamiques de faible énergie. La limite avec l'unité **U_{P2}** est érosive. **U_{P2}** est constituée de graviers roulés et de nodules ferromagnétiques pris dans une matrice fine indurée. L'unité **U_{P3}** est identifiée sur l'ensemble des coupes de la haute terrasse. Son épaisseur de 2.5 m est relativement stable et elle est composée de limons gris très compacts à taches ocre nombreuses. Cette sédimentation fine évoque des conditions hydrologiques calmes tandis que la teinte grise et les nombreuses tâches ocre évoquent un engorgement temporaire à l'origine de processus d'oxydo-réduction. La limite avec l'unité holocène UH1 est érosive (**Figure 107**).

L'unité **U_{H1}** est constituée de graviers roulés et de nodules ferromagnétiques pris dans une matrice de sables fins roux. Ce dépôt évoque une dynamique hydrologique énergique. L'unité **U_{H2}** repose sur ce dépôt grossier. C'est une unité limoneuse massive (150 cm) plus sableuse à la base. Cette base a été datée par radiocarbone sur des charbons vers 388-536 de notre ère (CP14) et 650-762 de notre ère (CP1). Deux dates OSL complètent ces datations et indiquent 1.4 ± 0.2 ka BP sur la coupe CP3 et 1.7 ±0 .1 ka BP sur la coupe CP4. La base de cette unité sédimentaire massive s'est donc mise en place entre 1550 et 1150 cal. BP (300-800 de notre ère). La coupe CP1 présente une variation intéressante au niveau de son unité sédimentaire sommitale. Une lentille sédimentaire constituée de limons gris fins très compacts semble combler une forme évasée de type paléochenal ou dépression humide (**Figure 108**). Ce dépôt témoigne de dépôts de débordement dans un environnement palustre. Il correspond sans doute aux figures de paléochenaux observées sur les photographies aériennes et en topographie sur le sommet de la haute terrasse dans sa partie méridionale. Cette observation montre que cette terrasse a été, à la fin de sa construction, parcourue par des écoulements sans doute en relation avec la Falémé en période d'hivernage.

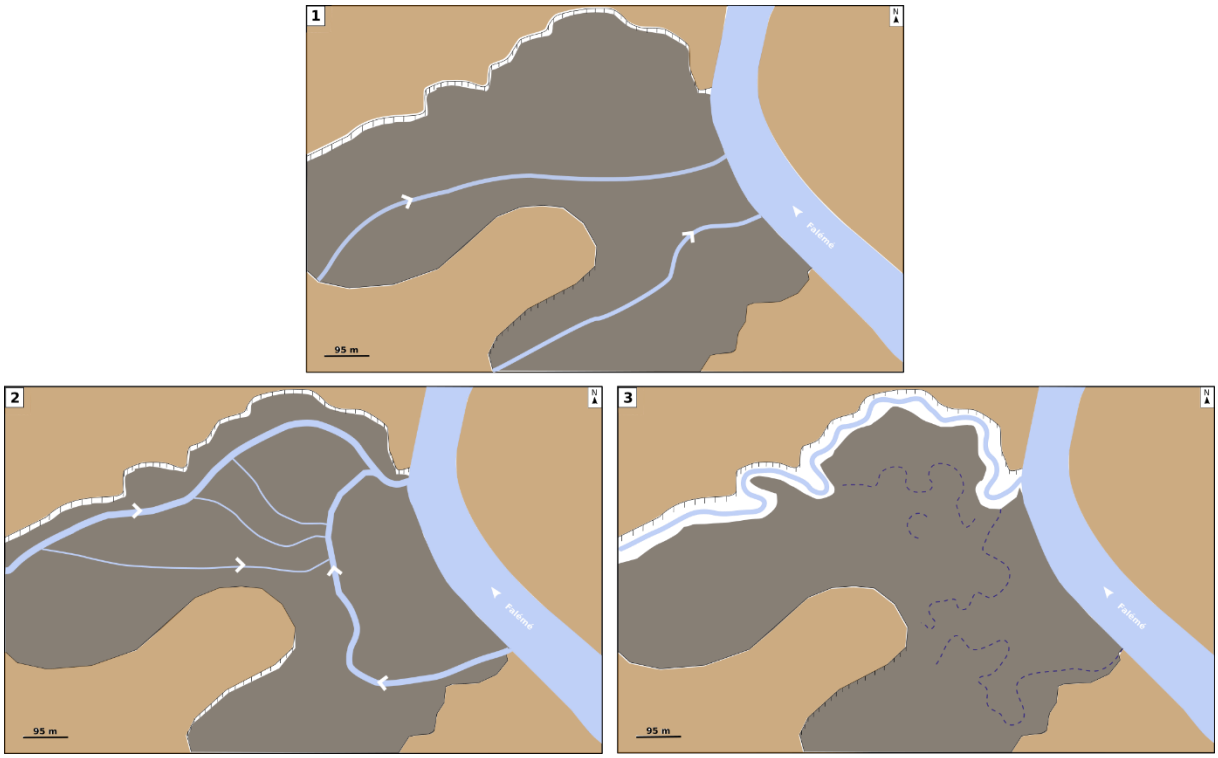


Figure 106: *schéma de mise en place et de fonctionnement de la dépression méridionale de Sansandé*

1 : phase d'édification de la haute terrasse ; **2 :**à la fin de l'édification de la haute terasse, un environnement palustre s'installe et après les phases de crues qui inondent l'ensemble de la haute terrasse, un bras de décrue s'active ; **3 :** phase d'incision dans la haute terrasse, les bras de décrue sont colmatés par des sédiments fins.

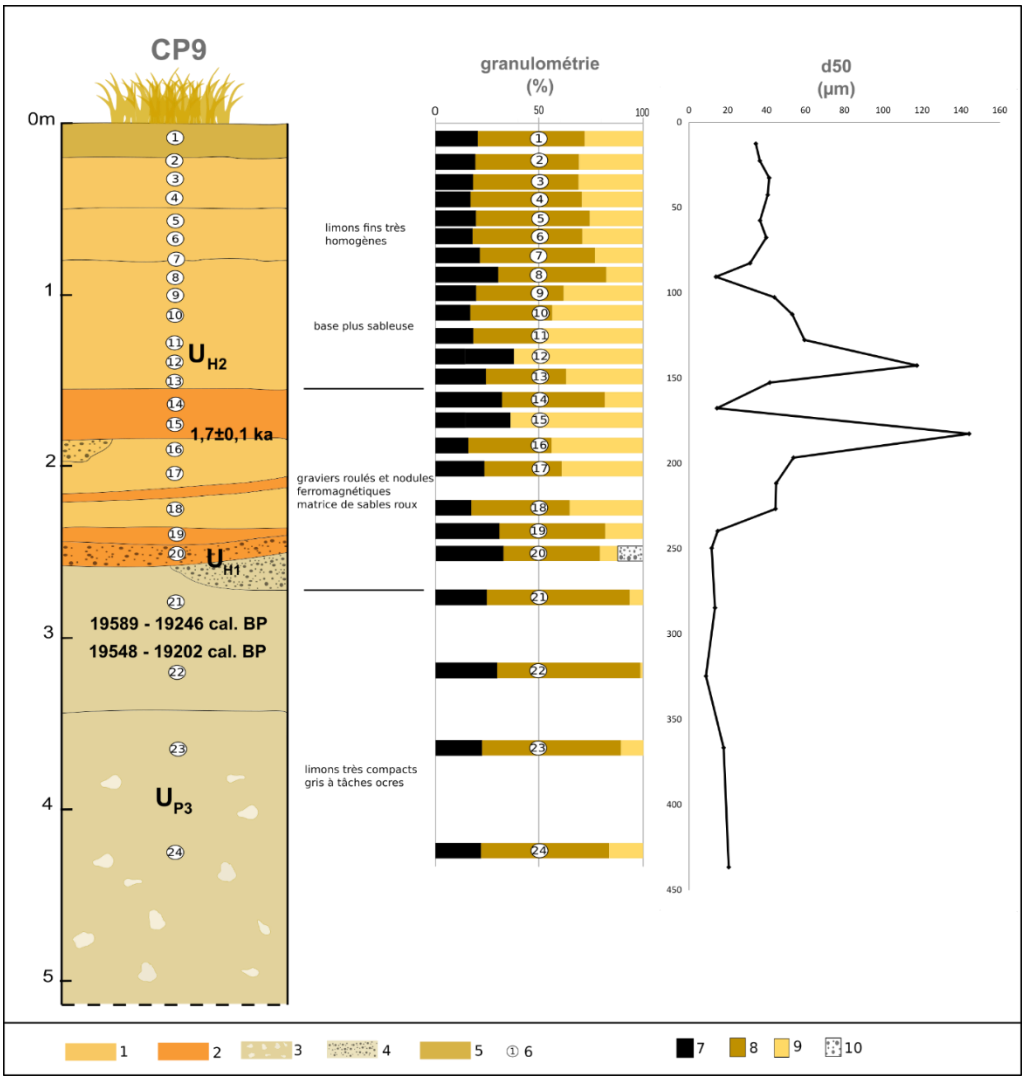


Figure 107 : *log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe CP9*

1 : limons beiges homogènes ; **2 :** sables fins roux ; **3 :** limons très compacts à taches blanches ; **4 :** graviers roulés dans une matrice fine ; **5 :** sol ; **6 :** échantillon ; **7 :** argiles **; 8 :** limons **; 9 :** sables ; **10 :** >2 mm

Figure 108 : *niveau de paléochenal comblé au sommet de la coupe CP1 dans la haute terrasse du ravin de Sansandé*

Les analyses granulométriques réalisées sur 24 échantillons de la coupe CP9 attestent bien d'une décroissance graduelle de la proportion de sables au fur et à mesure de l'aggradation du chenal (**Figure 107**). Elles permettent également de déceler une interruption de cette tendance graduelle, avec la présence d'un épisode court de sédimentation fine (échantillon 14) bien visible sur la courbe du D50. La construction de la haute terrasse correspond à une aggradation puissante d'origine alluviale dans un environnement humide. Les formes de paléochenaux préservées à la surface de la haute terrasse suggèrent l'existence de bras secondaires de la Falémé qui incise légèrement la haute terrasse avant l'incision majeur qui nous permet aujourd'hui d'accéder aux coupes naturelles dans la haute terrasse du ravin.

8.2.2.2.2 Nature des échantillons et morphoscopie de la coupe CP9

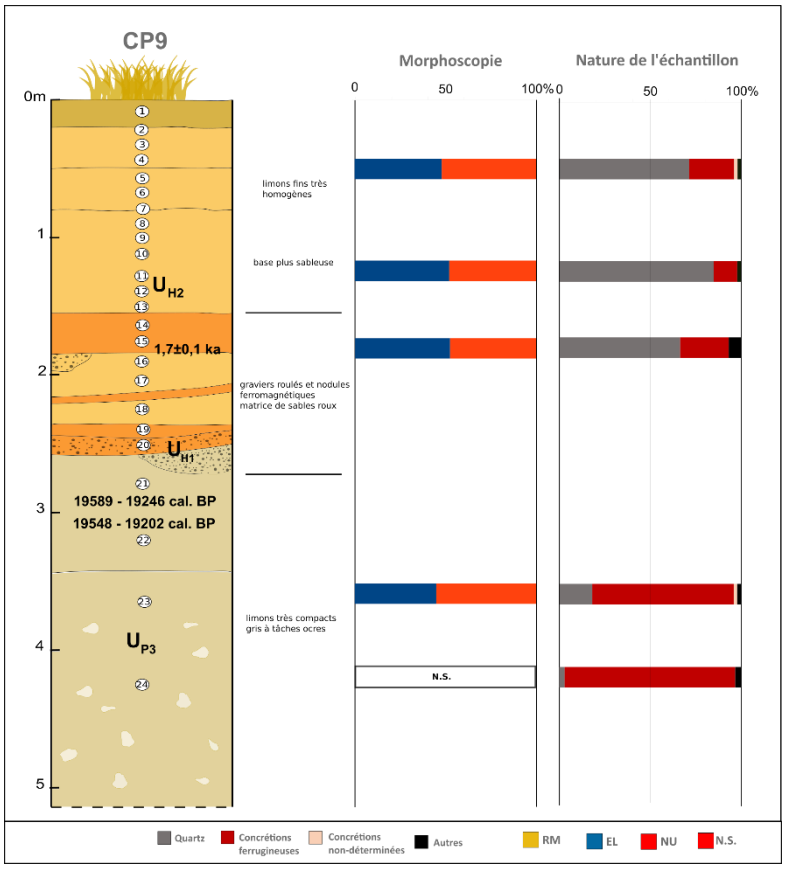


Figure 109 : *nature des échantillons et morphoscopie des quartz pour la coupe CP9 de la haute terrasse*

RM : ronds-mats ; **EL :** émoussés-luisants ; **NU :** non-usés

La nature des échantillons de la coupe CP9 a été étudiée sur cinq échantillons. Deux échantillons ont permis de caractériser les dépôts pléistocènes et trois échantillons concernent les dépôts holocènes. La différence de nature des échantillons pléistocènes et holocènes est nette : les deux échantillons de UP3 contiennent une grande majorité de concrétions

ferrugineuses et très peu de quartz, tandis que les trois échantillons associés au dépôt holocène sont composés essentiellement de quartz. Les dépôts pléistocènes sont donc plus marqués par des apports de versants que les dépôts holocènes. La morphologie des grains de quartz est en revanche très proche pour les deux unités, quand la quantité de quartz a permis un comptage. Fait remarquable, les échantillons ne comptent aucun grain de quartz RM et ils sont composés à moitié de grains de quartz non-usés. Cette dernière observation témoigne d'un très faible temps de transport ne permettant pas le façonnage des quartz. On peut envisager que les sédiments sont issus du bassin versant du ravin de Sansandé et des sols développés sur les assises gréseuses qui forment la partie amont du ravin, et que la proportion de sédiments issus de l'érosion des formations pléistocène est faible.

8.2.2.2.3 Géochimie et DRX des argiles sur la coupe CP9

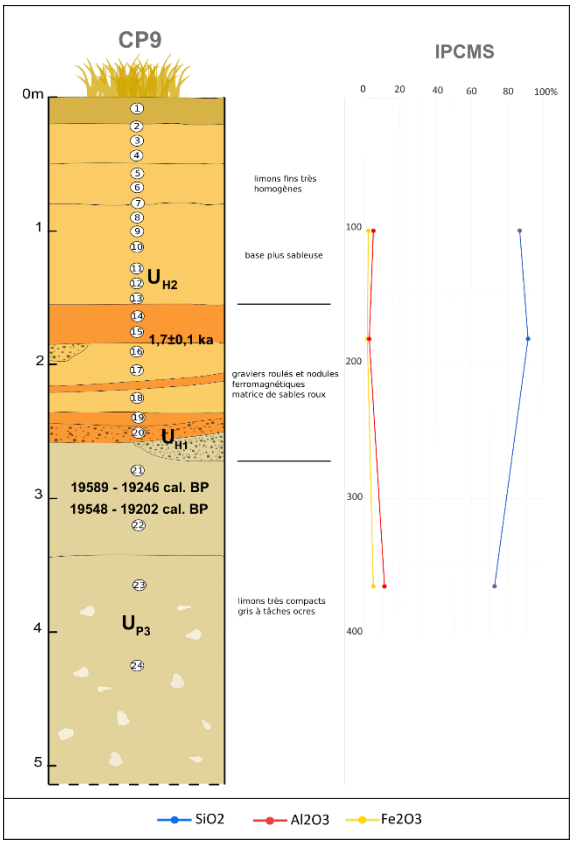


***Figure 110** : analyses géochimiques sur la coupe CP9*

Les trois échantillons analysés par ICPMS ne permettent pas de déceler une signature géochimique des sédiments. Les courbes sont par ailleurs très stables, comme pour la coupe CP7. L'analyse de la fraction argileuse par DRX apporte en revanche des informations intéressantes. Seuls deux échantillons ont été analysés dans la partie haute de la séquence sédimentaire. Le premier échantillon (180-185 cm) contient de la smectite et de l'illite. Le

premier minéral argileux est en moindre quantité par rapport au second. Ce rapport s'inverse littéralement dans le second échantillon (100-105 cm). Ce renversement indique que l'environnement devient plus humide, et la localisation de cet échantillon correspond selon les résultats granulométriques à une légère augmentation de la proportion de limons.

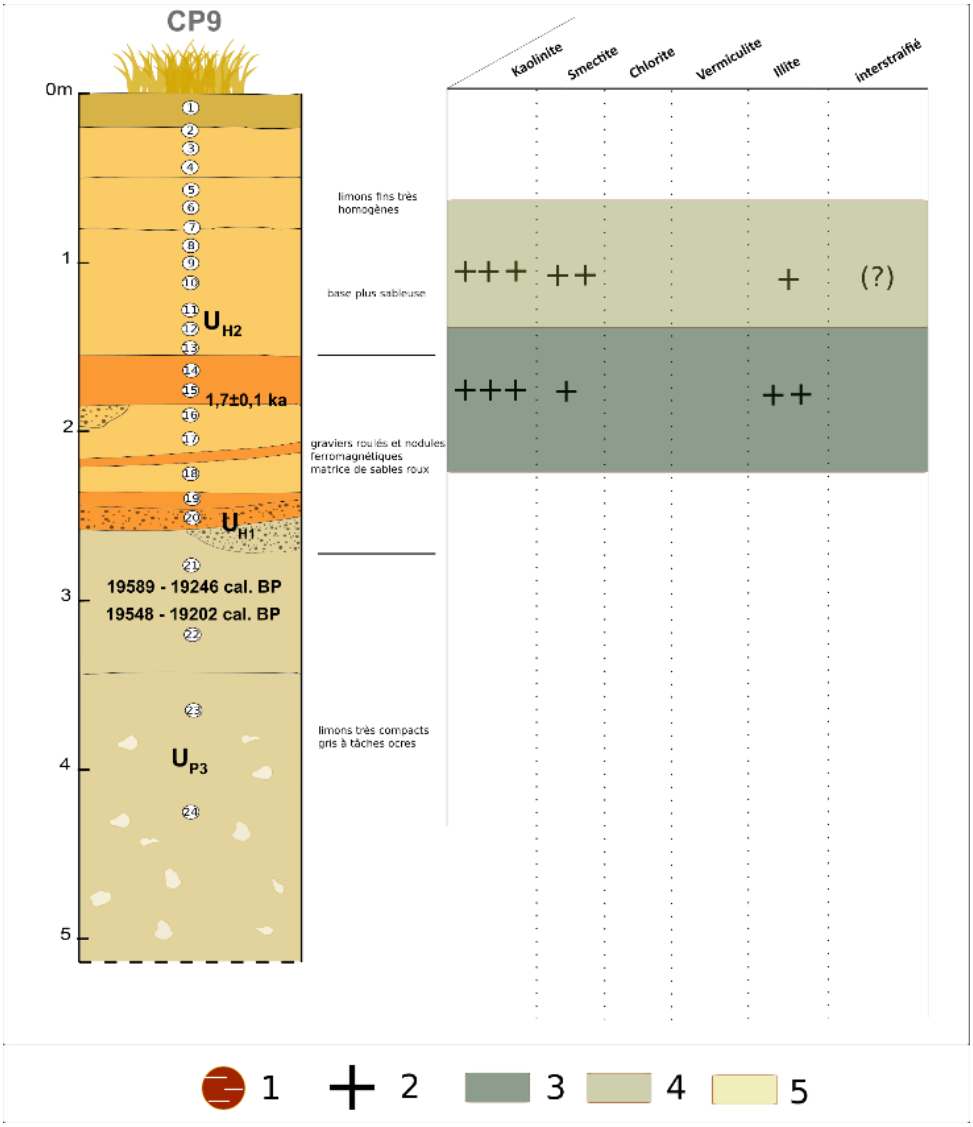


Figure 111 : *analyse par DRX de la fraction argileuse de la coupe CP9*

Ce résultat concorde avec la reconstitution hydrosédimentaire élaborée à partir des analyses sédimentologiques. Il conforte l'idée que cette grande unité sédimentaire caractérisée par une décroissance granulométrique générale aboutit à la mise en place d'environnements palustres dans le fond de vallée parcouru par des bras de crues de la Falémé, avant l'incision de cette haute terrasse.

8.2.2.2.4 Interprétation de la séquence sédimentaire CP9

La haute terrasse étudiée dans le ravin de Sansandé correspond à une aggradation puissante et rapide datée du premier millénaire de notre ère. Cette formation sédimentaire a été datée entre 300 et 800 de notre ère. En contact érosif avec les formations pléistocènes, les dépôts holocènes de la haute terrasse témoignent de dynamiques bien différentes de l'actuel. Les dépôts ne sont pas pulsés par un balancement saisonnier mais bien massifs, et à signature très clairement alluviale. Les évolutions semblent lentes et régulières et les faibles traits d'oxydation du fer suggèrent de longues périodes de hautes eaux. Cette caractéristique d'environnement calme est également indiquée par la présence, rare jusque-là, de grains de quartz non-usés, qui témoignent d'une origine différente des sédiments.

8.2.3 Le méandre de Sansandé

8.2.3.1 Stratigraphie du lobe de méandre de Sansandé : géophysique et granulométrie du carottage SC1

La haute terrasse a également été identifiée et étudiée dans le lobe de méandre de Sansandé. Un profil géophysique a permis de cartographier le remplissage sédimentaire de ce lobe de méandre bien développé, et un carottage tubé (6 m) a permis d'en étudier les sédiments en laboratoire (**Figure 112**).

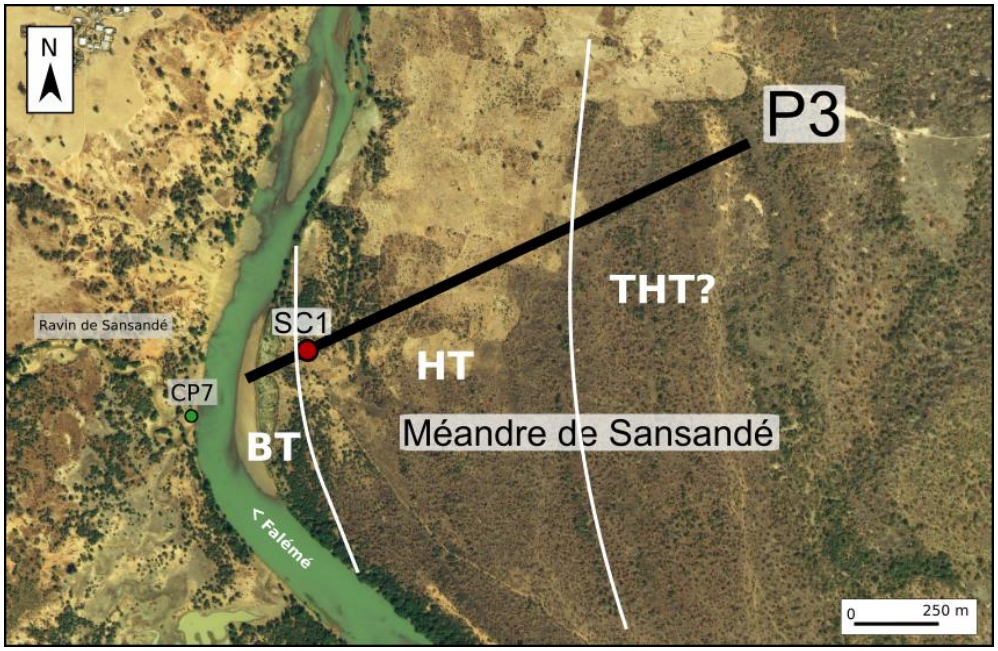


***Figure 112** : localisation des analyses dans le lobe de méandre de Sansandé*

P3 : profil géophysique ; **SC1 :** carottage tubé ; **CP7 :** coupe dans la basse terrasse de la Falémé ;

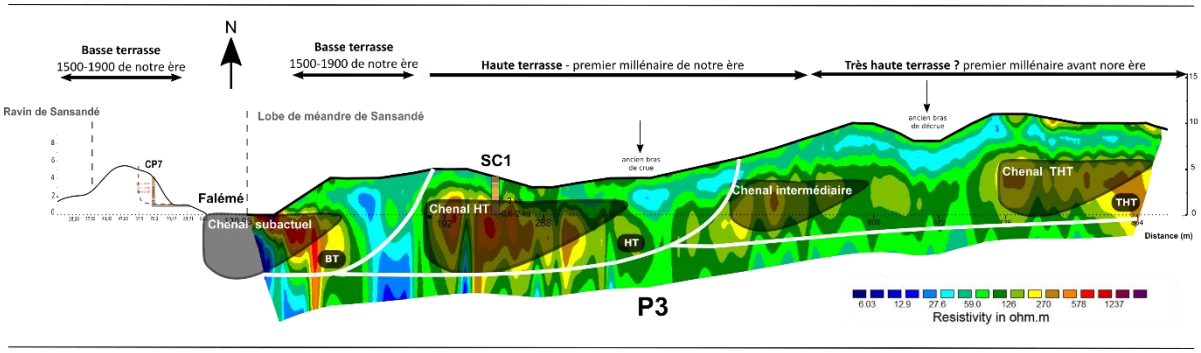


Figure 113: *transect présentant le profil géophysique P3 et la relation du lobe de méandre de rive droite avec la basse terrasse de la Falémé en rive gauche*

BT : basse terrasse ; **HT** : haute terrasse ; **THT :** très haute terrasse

Le profil géophysique P3 permet de visualiser la migration du chenal de la Falémé (**Figure 113**). Depuis l'est du profil géophysique jusqu'au lit actuel de la Falémé à l'ouest, la migration du chenal s'observe à travers des lentilles de résistivité qui correspondent aux dépôts grossiers de chenaux. Les relevés topographiques associés au profil géophysique permettent également de repérer des niveaux de terrasses alluviales. On distingue quatre points hauts et deux niveaux de dépression intermédiaires. On identifie ainsi très bien, d'est en ouest :

(1) un premier niveau de terrasse, avec un niveau de chenal associé, représenté par une lentille de très forte résistivité (<270 ohm.m). Ce niveau pourrait être associé à la très haute terrasse.

(2) un niveau de dépression topographique qui correspond également à une zone de très faible résistivité (>59 ohm.m). Cette zone pourrait correspondre à un ancien bras de décrue.

(3) Un niveau de chenal intermédiaire qui s'illustre par une lentille de matériel sédimentaire très résistant.

(4) Une lentille de très faible résistivité associée à une légère dépression topographique. On envisage ici également un ancien bras de décrue.

(5) Un niveau topographique de terrasse alluviale associé à une lentille de matériel sédimentaire très résistant, identifié comme étant le chenal de la **haute terrasse**.

(6) Enfin un dernier niveau topographique associé à une lentille de résistivité électrique qui est associé au chenal subactuel. Ce niveau est identifié comme la **basse terrasse** de la Falémé.

Le carottage SC1 localisé sur la **Figure 113** est situé dans le deuxième niveau de terrasse. Ce carottage nous permet donc bien d'étudier la haute terrasse de la Falémé.

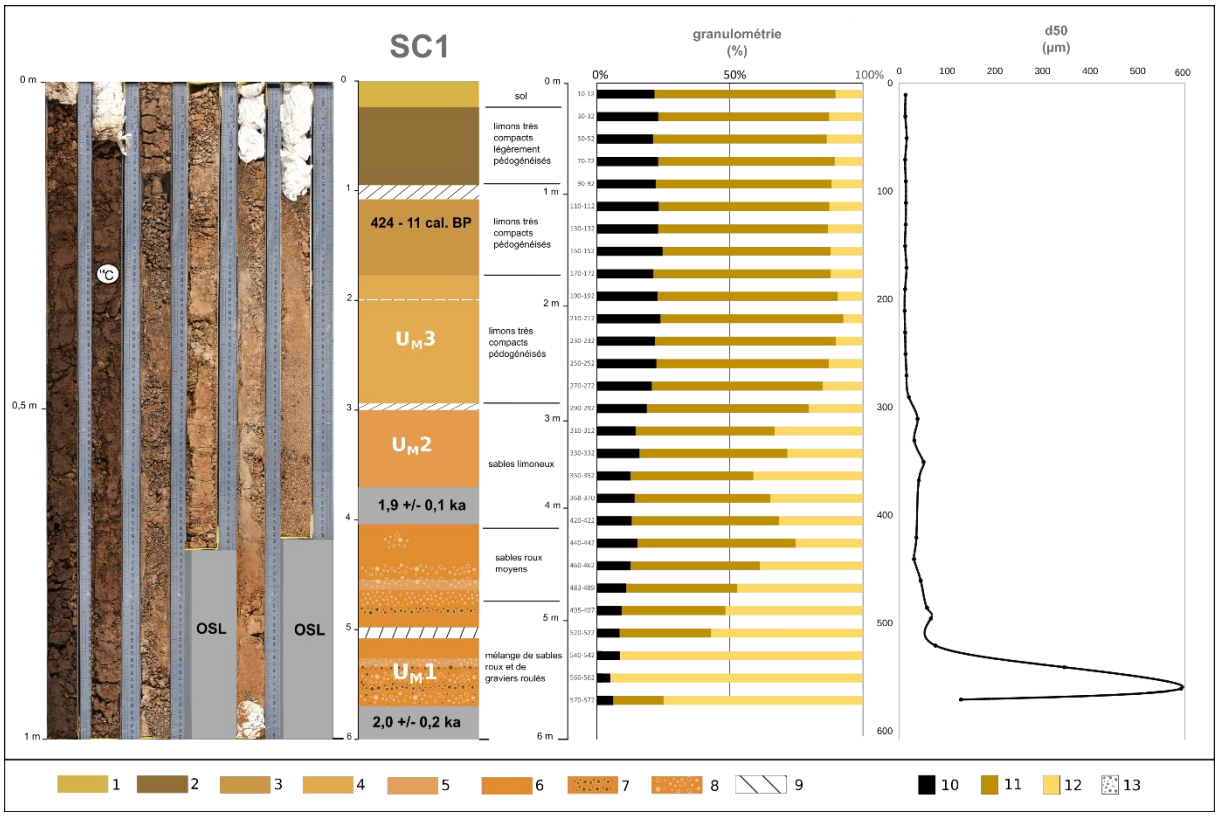


Figure 114 : *photographie (laboratoire EPOC, Bordeaux), log sédimentaire et analyses granulométriques de la carotte SC1*

1 : sol **; 2 :** limons bruns légèrement pédogénéisés ; **3 :** limons très compacts pédogénéisés ; **4 :** limons très compacts fortement pédogénéisés ; **5 :** sables fins beiges ; **6 :** limons sableux/sables limoneux ; **7 :** graviers roulés ; **8 :** sables roux moyens ; **9 :** vide ; **10 :** argiles ; **11 :** limons ; **12 :** sables ; **13 :** >2mm

Le cadre chronostratigraphique de la carotte SC1 a été élaboré à partir de trois dates. Deux dates OSL à 570-600 cm (2,0 ± 0,2 ka BP) et 370-400 cm (1,9 ± 0,1 ka BP) permettent de situer l'amorce de cette aggradation alluviale au début de notre ère. Un charbon prélevé en laboratoire à 1,29 m a été daté par radiocarbone à 424-11 cal. BP (1526-1939 de notre ère). L'aggradation de cette terrasse correspond à la puissante unité U_{H2} de la haute terrasse étudiée dans le ravin de Sansandé. La corrélation entre la stratigraphie du carottage et le profil de résistivité est très cohérente. L'unité sédimentaire UM1, à la base du carottage, est consituée de sédiments grossiers. Ceux-ci correspondent à une zone de résistivité forte symbolisée par une lentille rouge (**Figure 113**). La granulométrie confirme bien la nature essentiellement sableuse des sédiments de la base du carottage. Cette unité correspond au chenal de la haute terrasse datée du premier millénaire de noitre ère. A partir de 5 m de profondeur, on observe une augmentation de la fraction fine et notamment des limons, au détriment des sables qui diminuent jusqu'en haut de la carotte. Cette diminution est graduelle jusqu'à l'unité UM2 constituée essentiellement de limons. Elle témoigne d'une perte progressive de compétence de la rivière. L'ensemble du carottage présente d'ailleurs un gradient granulométrique remarquable qui témoigne du ralentissement des dynamiques alluviales : d'une dynamique énergique de chenal

ou de crue, les dépôts s'apparentent de plus en plus à des limons de débordements. La dernière unité sédimentaire, UM3, est constituée de limons argileux. Elle témoigne bien de l'éloignement du chenal principale de la rivière. La date radiocarbone atteste que ces débordements à l'origine de la puissante progradation du lobe de méandre ont eu lieu jusqu'au XVII^{e} siècle environ (1526-1939 de notre ère), au moment de la construction de la basse terrasse. Cependant au regard des deux dates OSL (2 ka BP), on peut affirmer que la construction de la terrasse est plutôt datée du premier millénaire de notre ère.

8.2.3.2 Nature des échantillons et morphoscopie du carottage SC1

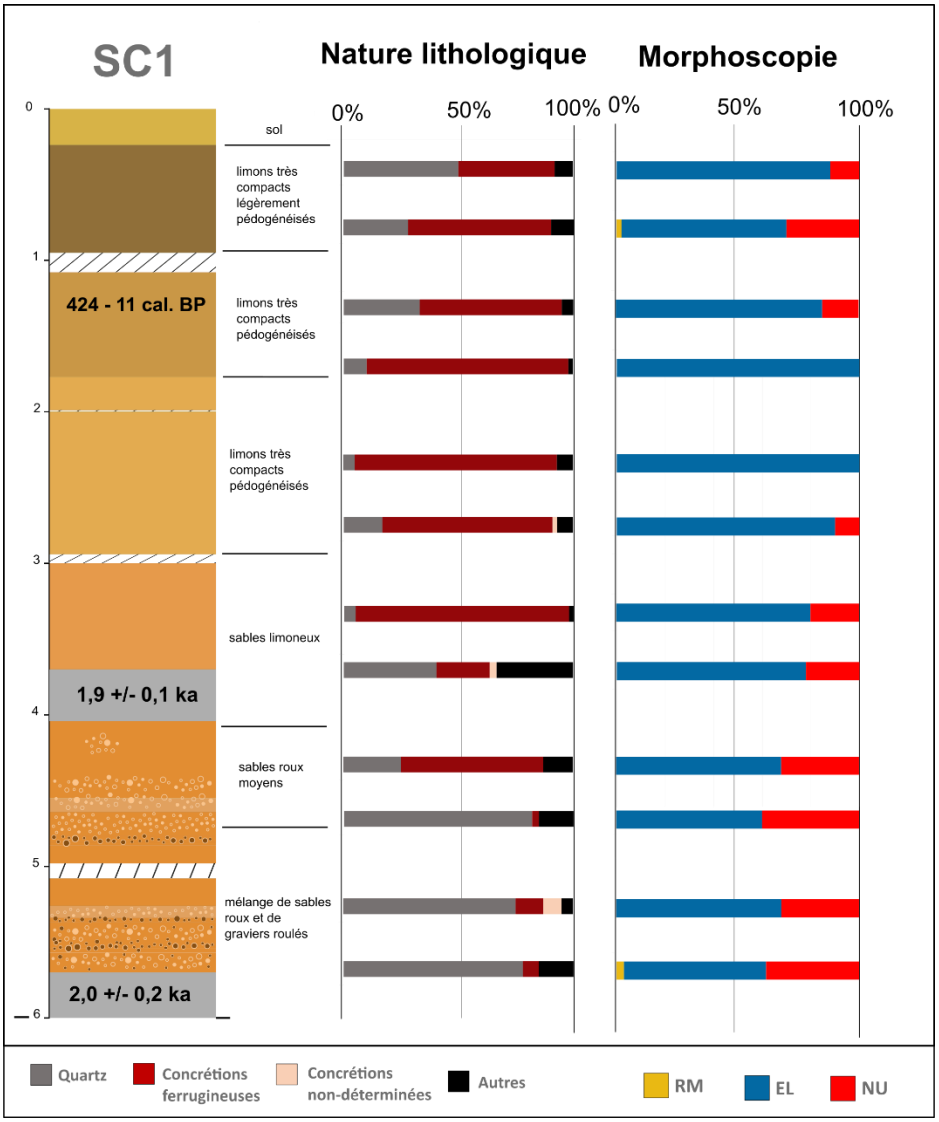


Figure 115 : *nature des échantillons et analyse morphoscopiques des quartz de la carotte SC1*

RM : ronds-mats ; **EL :** émoussés-luisants ; **NU :** non-usés

La nature des échantillons et les analyses morphoscopiques des quartz de SC1 ressemble fortement aux résultats de la coupe CP9 dans le ravin de Sansandé. La nature des échantillons suit le motif observé en granulométrie : les quartz sont très présents à la base et décroissent

graduellement autour de 4,50 m. Ils laissent place à des proportions importantes de concrétions ferrugineuses avant de réapparaitre sur les deux derniers mètres de la carotte. La courbe des quartz semble bien se corréler, à la base de la carotte, avec la courbe des sables. La présence de très nombreuses concrétions correspond aux dépôts les plus ferrugineux. Ces concrétions sont ici le produit de processus pédologiques intenses. Dans les diagrammes morphoscopiques de SC1, on peut d'emblée noter cette différence remarquable avec les sédiments pléistocènes : les grains de quartz à la morphologie RM sont totalement absents (leur présence est tellement réduite qu'elle est considérée comme insignifiante). Les grains de quartz EL dominent très largement les échantillons. La proportion de grains de quartz NU connaît une variation sensible. Ils sont très présents à la base du carottage. Leur proportion décroît ensuite avant de réaparaître en haut du carottage. Cette variation pourrait témoigner d'une modification de source des sédiments : dans un premier temps on observe des dépôts alluviaux avec des apports distaux, produits de l'érosion des sols développés sur les grès, en amont des bassins versants des ravins latéraux. Puis on observe des apports alluviaux qui témoignent plutôt d'un transport longitudinal, originaires du bassin versant de la Falémé.

8.2.3.3 Géochimie et DRX des argiles du carottages SC1

Les analyses géochimiques ont concerné trop peu d'échantillons et la résolution de cette nalyse ne permet pas d'en tirer des résultats concluants. On peut néanmoins noter une apparente stabilité déjà observée sur les courbes des sédiments holocènes. L'analyse des argiles de deux échantillons permet de faire quelques remarques générales. Comme dans les autres échantillons holocènes, ils comportent différents types d'argiles et les échantillons 530-532 cm et 370-372 cm présentent les mêmes types de minéraux argileux. Un mélange de kaolinite (toujours dominant) de smectite, d'illite en plus grande quantité et d'interstratifiés (probablement de types chlorite/smectite) sont présents dans ces échantillons. Ils témoignent d'un environnement tantôt engorgé, permettant la formation de smectite, tantôt marqué par la faiblesse des procesus pédologiques autorisant la préservation d'argiles interstratifiées. Des analyses complémentaires dans le haut de la séquence sédimentaire pourraient permettre de confirmer ou d'infirmer l'hypothèse d'une mise en place progressive des conditions climatiques actuelles.

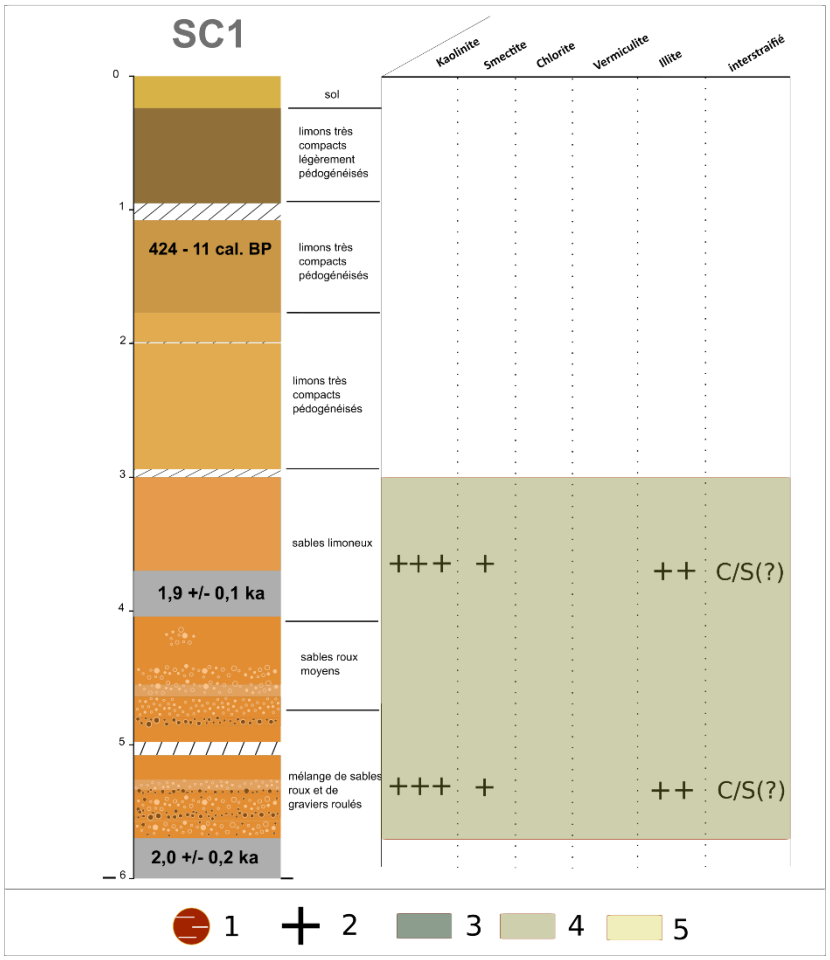


Figure 116 : *analyses par DRX sur la fraction argileuse de la carotte SC1*

8.2.3.4 Interprétation des séquences sédimentaires de la haute terrasse

La formation sédimentaire de la haute terrasse est bien datée du premier millénaire de notre ère. Dans le ravin de Sansandé, elle repose directement en contact érosif sur des formations pléistocènes datées autour de 19 ka cal. BP. Les dynamiques hydrosédimentaires du ravin n'ont pas permis la conservation d'archives sédimentaires entre 19 ka BP et environ 2 ka BP. Dans le lobe de méandre on retrouve une base grossière estimée à 2 ka BP. Cette date correspond bien à l'amorce de l'édification de la haute terrasse dans l'ensemble de la vallée de la Falémé. Comme pour la basse terrasse, les formes d'aggradation diffèrent selon qu'on étudie cette haute terrasse dans un ravin latéral ou dans un lobe de méandre. L'aggradation sédimentaire alimentée directement par la Falémé est beaucoup plus puissante que celle alimentée par le ravin latéral (6 m d'aggradation le long de la Falémé pour 2.5 m dans le ravin de Sansandé). Cependant les deux terrasses étudiées témoignent des mêmes processus. Elles indiquent des apports de sédiments issus d'une érosion locale des sols développés sur des formations riches en quartz comme les grès. La présence de smectite indique le développement de conditions humides et stables dans une partie du lit majeur de la Falémé. On peut donc envisager ici des périodes de

hautes eaux bien plus longues dans une contexte ou la fourniture sédimentaire est également très importante.

8.3 Le secteur de Missira

8.3.1 Présentation

Le lobe de méandre de Missira aval est localisé en rive droite de la rivière, quasiment en face du village de Missira. Le lobe de méandre de Missira amont est situé en rive gauche de la rivière, au sud du village. Dans un premier temps, six sondages à la tarière ont été réalisés dans les accumulations de Missira amont (Huysecom et al., 2014) (**Figure 117**). Des descriptions précises sur terrain ont permis de comprendre la nature de la sédimentation mais aucune analyse de laboratoire n'a été menée à partir de ces sondages. Un profil géophysique (P1 : 286 m) placé perpendiculairement par rapport à la Falémé a ensuite été réalisé en 2017. Associé à ce transect, un carottage avec une gouge ouverte a permis de compléter la lecture stratigraphique de cette importante aggradation sédimentaire. Dans le lobe de méandre de Missira aval, quatre carottages ont été réalisés, complétés par un profil géophysique (P2 : 766 m).

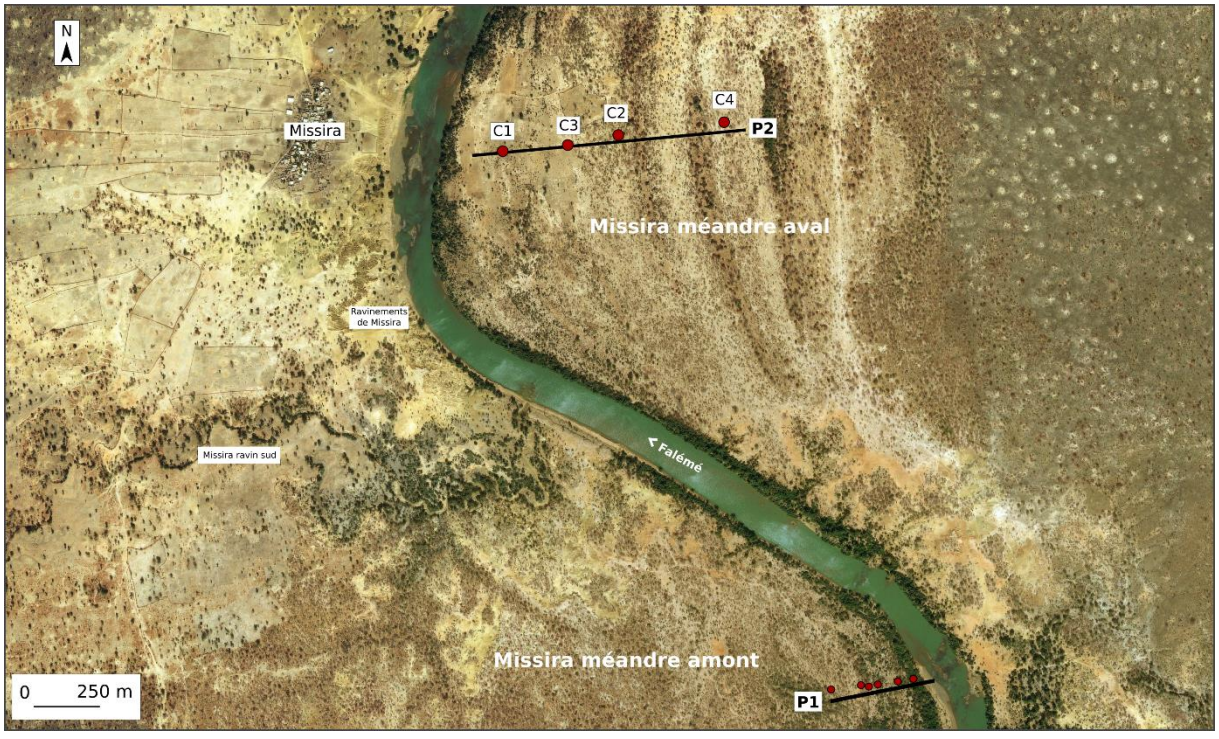


Figure 117: *localisation de l'ensemble des sondages dans les lobes de méandre de Missira amont et aval*

P1 : profil géophysique ; **C1 :** carottage

8.3.2 Missira méandre amont

8.3.2.1 Stratigraphie du lobe de méandre de Missira amont : carottages et géophysique

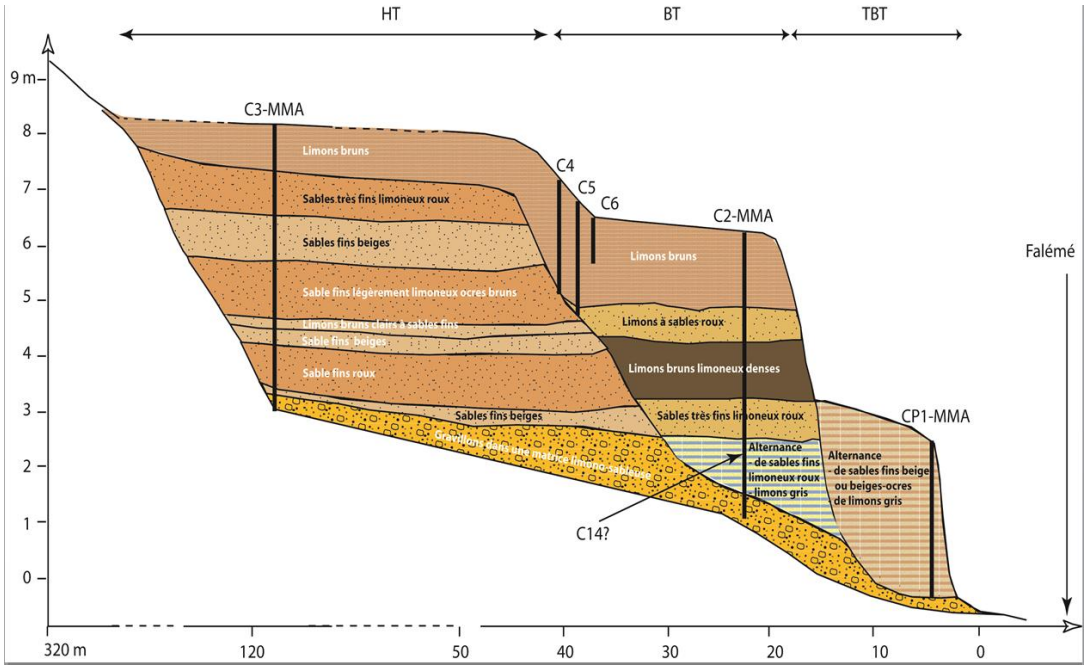


Figure 118 : *positionnement des sondages à la tarière à Missira méandre amont et stratigraphie associée (illustration : L. Lespez)*

Les six sondages réalisés dans le lobe de méandre de Missira amont ont permis de corréler les formations des lobes de méandre de rive gauche et de rive droite dans la vallée de la rivière principale. Le sondage C3-MMA est constitué de trois principles unités sédimentaires. Les sédiments de la base du sondage sont composés de gravillons dans une matrice limono-sableuse. Ils témoignent d'une dynamique alluviale énergique. Une puissante unité sédimentaire sus-jacente est constituée de lits de sables fins roux-beige, alternant avec des lits plus limoneux. Cette unité plurimétrique témoigne d'une diminution de la compétence de la rivière, comme on a pu le voir dans les analyses granulométriques du carottage SC1 dans le méandre de Sansandé. Ces dépôts sont caractéristiques de dépôts de berges. La dernière unité scelle ces dépôts de berges et est constituée de limons bruns très finements lités. Ils sont caractéristiques de limons de débordement. Les sondages C4, C5, C6 et C2-MMA ont été réalisés au niveau d'un second palier topographique (**Figure 118**). Ils témoignent ensemble d'une même formaiton sédimentaire que l'on peut diviser en quatre unités : une première unité sédimentaire forme l'assise de l'accumulation. Elle est constituée, comme sur le sondage C3-MMA de gravillons dans une matrice limono-sableuse. La seconde unité épaisse de 2 m environ, est constituée d'une alternance fine de sables fins limoneux roux et de limons gris. Ces dépôts sont

caractéristiques de dépôts de berges mais l'alternance de sables et de limons gris témoignent de deux dynamiques différentes : les sables indiquent un transport et un dépôt de moyenne énergie tandis que les limons gris évoquent plutôt des dépôts de décantation dans un milieu anoxique. L'unité supérieur (3 m environ) peut être subdivisée en trois unités : une unité de limons bruns compacts s'intercale entre deux unités de sables limoneux très fins. Les sables témoignent de dépôts de crues relativement énergiques tandis que les limons bruns attestent de conditions plus calmes. Enfin l'ensemble de cette séquence est scellé, comme la séquence de C3-MMA, par des limons bruns finements lités, typiques de limons de débordements. Enfin le sondage CP1-MMA recoupe une unique unité sédimentaire composée d'une alternance de sables fins beige-ocre et de limons gris. Cette alternance fine évoque des dépôts de berges.

Le profil de résistivité réalisé dans le lobe de méandre de Missira amont offre une bonne corrélation avec les observations stratigraphiques permises par les sondages. On peut en effet observer une assise de graviers qui offre une forte résistivité à la base du transect, et qui indique bien un niveau de chenal migrant d'ouest en est, jusqu'à sa position actuelle.

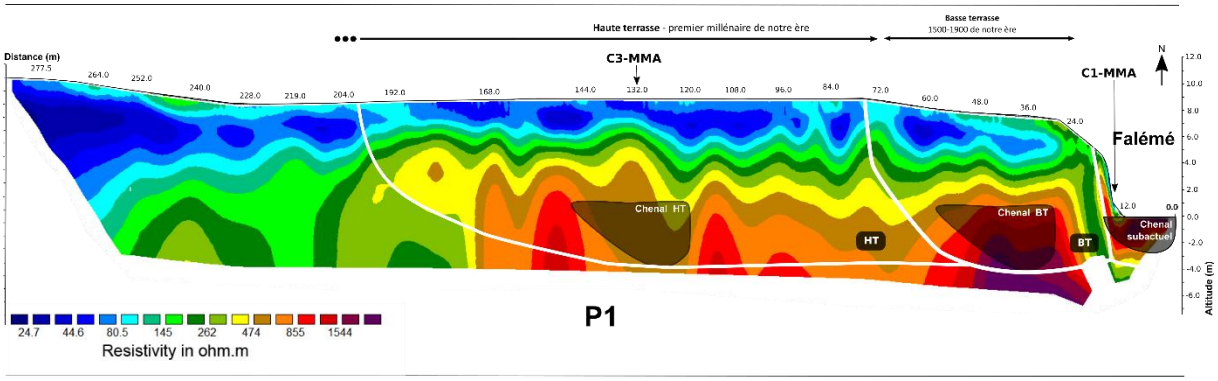


***Figure 119**: interprétation du profil géophysique P1*

BT : basse terrasse ; **HT** : haute terrasse ; **THT :** très haute terrasse

8.3.2.2 Interprétation de la séquence sédimentaire de Missira méandre amont

L'ensemble des analyses permettent de formuler une hypothèse d'interprétation concernant l'aggradation du lobe de méandre, en corrélation avec les autres formations de la rivière. Le sondage C3-MMA ressemble fortement aux sondages réalisés dans la haute terrasse de la Falémé, déjà décrits à partir des résultats de l'étude du lobe de méandre de Sansandé. Les sédiments témoignent bien d'une perte progressive de compétence de la rivière, attestant d'une migration progressive du chenal vers l'est. Les sédiments de la basse terrasse ressemblent très fortement aux unités sédimentaires de la coupe CP7 étudiées sur le berges de la Falémé, dans le secteur de Sansandé. On retrouve notamment une sédimentation fine après un dépôt grossier de chenal. Cette sédimentation témoigne d'un épisode palustre au moins saisonier, au début de

l'édification de la basse terrasse de la Falémé. Enfin, le dernier sondage C1-MMA témoigne d'une formation peut sondée dans la valée. Il pourrait s'agir d'une très basse terrasse récente, dont les dynamiques de dépôts ressemblent fortement aux dynamiques actuelles.

8.3.3 Missira méandre aval

8.3.3.1 Stratigraphie du lobe de méandre de Missira aval : granulométrie du carottage C3 et géophysique

Le méandre de Missira aval a fait l'objet de quatre carottages et d'un profil de résistivité eléctrique.

Analyse	Nombre d'échantillon
Granulométrie	36
Morphoscopie	21
DRX	5
IPCMS	63

Tableau 13: *totalité des analyses réalisées sur le carottage C3*

Parmi ces carottages, seul C3 a fait l'objet d'études approfondies en laboratoire : granulométrie, morphoscopie, sur la fraction argileuse avec des analyses de DRX et géochimiques par la méthode IPC - MS. Le cadre chronostratigraphique a été élaboré à partir de trois datations OSL et de trois datations radiocarbone sur charbon (**Tableau 13**). De sérieux doutes sont émis quant à la fiabilité des dates OSL (Lebrun, 2018). Deux inversions chronostratigraphiques sont visibles :

(1) Entre elles les dates ne s'accordent pas : la date la plus profonde 3.7 ± 0.3 ka BP (C3-7) est également la plus récente, tandis qu'une unité supérieure (C3-5- 70 cm) estimée à 3.9 ± 0.3 ka BP est surmontée d'une date estimée à 3.8 ± 0.4 ka BP (C3-5-10 cm).

(2) Ces dates ne s'accordent également pas avec la date radiocarbone réalisée sur un échantillon de matière organique totale prélevé à 804-807 cm de profondeur et daté à 779 – 735 cal. BC (2515 ± 22 BP).

Cette apparente surestimation des âges OSL pourrait s'expliquer par l'impossibilité de réaliser des mesures de spectrométrie sur le terrain en raison des manipulations du carottier à percussion, ce qui fausserait la dates estimée ou par un mauvais blanchiement des grains de quartz datés (Lebrun, 2018).

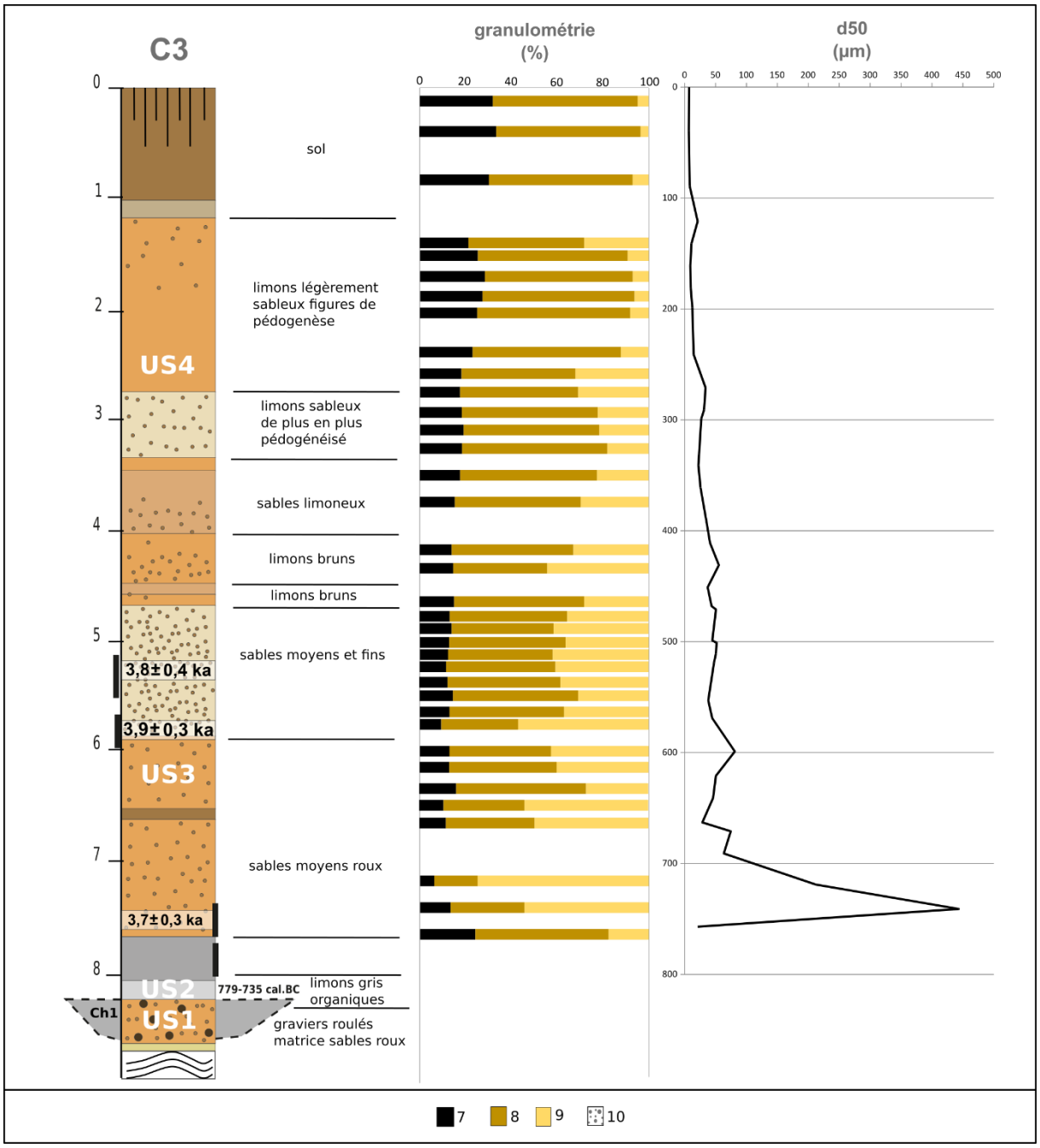


***Figure 120**: log sédimentaire et analyses granulométriques de la carotte C3*

Quatre unités sédimentaires ont été identifiées sur le carottage C3 (**Figure 120**) :

US1 : l'unité de base est caractérisée par des graviers roulés pris dans une matrice sableuse. Ils correspondent à un ancien niveau de chenal. La cartographie de la résistivité invite à envisager que ce soit le chenal de la Falémé qui aurait par la suite migré vers l'ouest.

US2 : l'unité supérieure est un dépôt rarement observé dans cette vallée. Il s'agit de limons organiques gris qui correspondent au remplissage d'un bras mort suite au déplacement du chenal vers l'ouest (il est visible dans les sédiments du carottage C1). C'est grâce à ce niveau organique qu'a été obtenue la date radiocarbone 779 – 735 cal. BC.

US3 : l'unité supérieure confirme l'hypothèse formulée à partir du profil de résistivité: ce dépôt est constitué de sables moyens roux qui évoquent des dépôts de berge et un éloignement progressif vers l'ouest du chenal de la Falémé.

US4 : La dernière unité est la plus puissante (5 m d'épaisseur). Relativement sableuse à la base, elle est marquée (comme SC1) à une décroissance progressive de la proportion de sables au profit des limons et des argiles. Le dépôt s'apparente de plus à en plus à des limons de débordement provenant d'un chenal probablement proche de sa position actuelle.

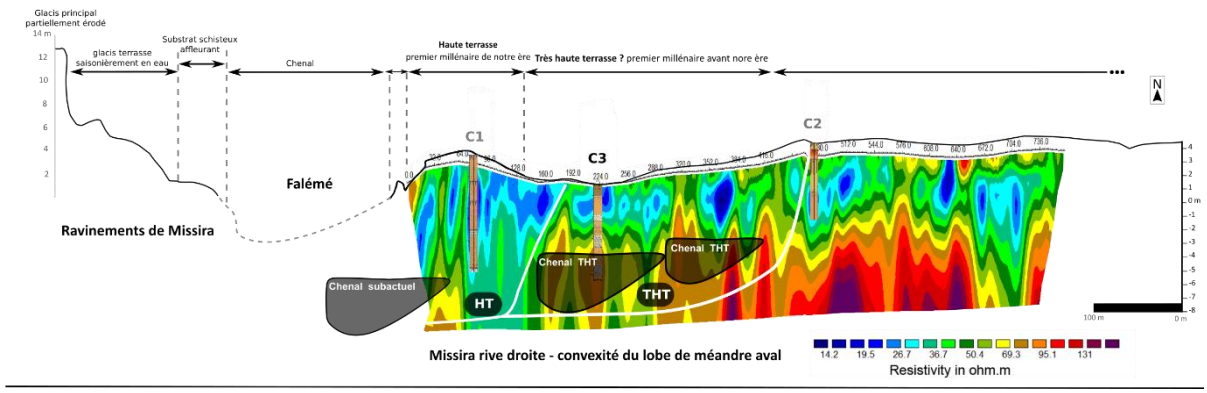


Figure 121 : *transect présentant le profil géophysique du lobe de méandre de Missira aval et les carottages associés*

BT : basse terrasse ; **HT** : haute terrasse ; **THT :** très haute terrasse

Si le profil de résistivité permet ici aussi d'observer la migration est-ouest du chenal, il faut noter que l'échelle de résistivité est très différente sur le profil P2 en question et sur le profil P3 de Sansandé (**Figure 121**). Les valeurs de résistivité les plus élevées sur P2 sont autour de 131 ohm.m pour 1237 pour le profil P3. Toutefois, on observe que les valeurs de résistivité les plus élevées forment des lentilles autour de 352 m et jusqu'à 128 m du profil. Une de cette lentille correspond bien à la base du carottage C3 étudié en laboratoire. On peut par ailleurs observer entre les carottages C3 et C2 une autre lentille de résistivité qui pourrait constituer un autre niveau de chenal attribué à la très haute terrasse.

8.3.3.2 Nature des échantillons et morphoscopie du carottage C3

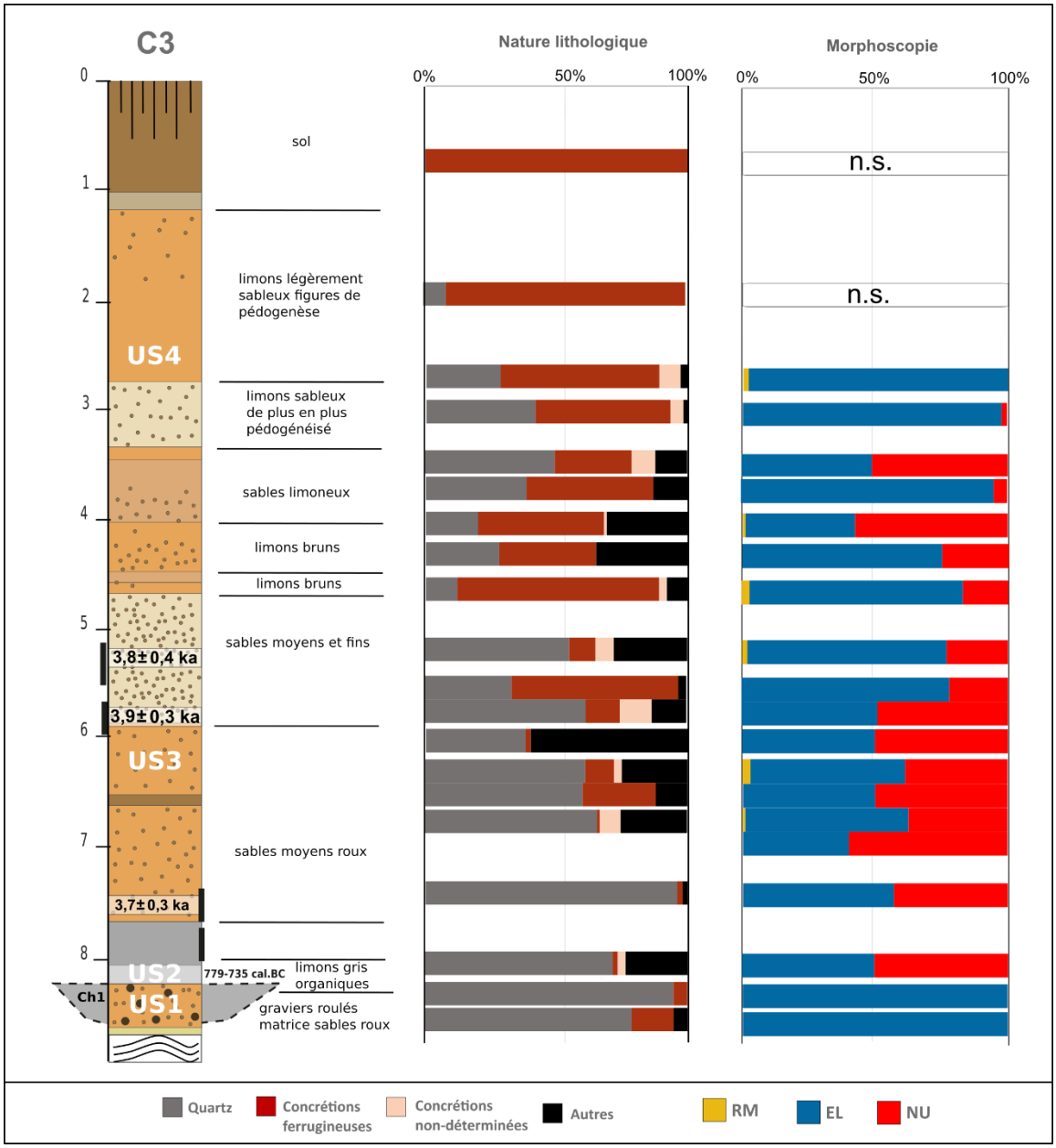


***Figure 122**: nature des échantillons et morphoscopie des quartz du carottage C3*

RM : rond-mat ; **EL** : émoussé-luisant ; **NU :** non-usé

Les résultats de ces analyses sont cohérents par rapport aux résultats sur l'ensemble des sédiments holocènes prélevés sur les berges du cours d'eau principal (**Figure 122**). Les échantillons de C3 partagent en effet des traits minéralogiques communs avec les échantillons de SC1 (haute terrasse) et CP7 (basse terrasse). Concernant la nature des échantillons tout d'abord la base de la carotte est constituée essentiellement de quartz. Si la décroissance est moins nette que sur SC1, on perçoit tout de même une diminution des grains de quartz au profit des concrétions ferrugineuses qui dominent très largement les échantillons des deux derniers

mètres (**Figure 123 -A**). Corrélés aux données granulométriques et géophysiques, ces quartz semblent être une signature des dynamiques alluviales, tandis que les concrétions ferrugineuses témoigneraient plutôt d'une pédogenèse active et d'apports de versants lorsqu'ils sont roulés (**Figure 123 -A**).

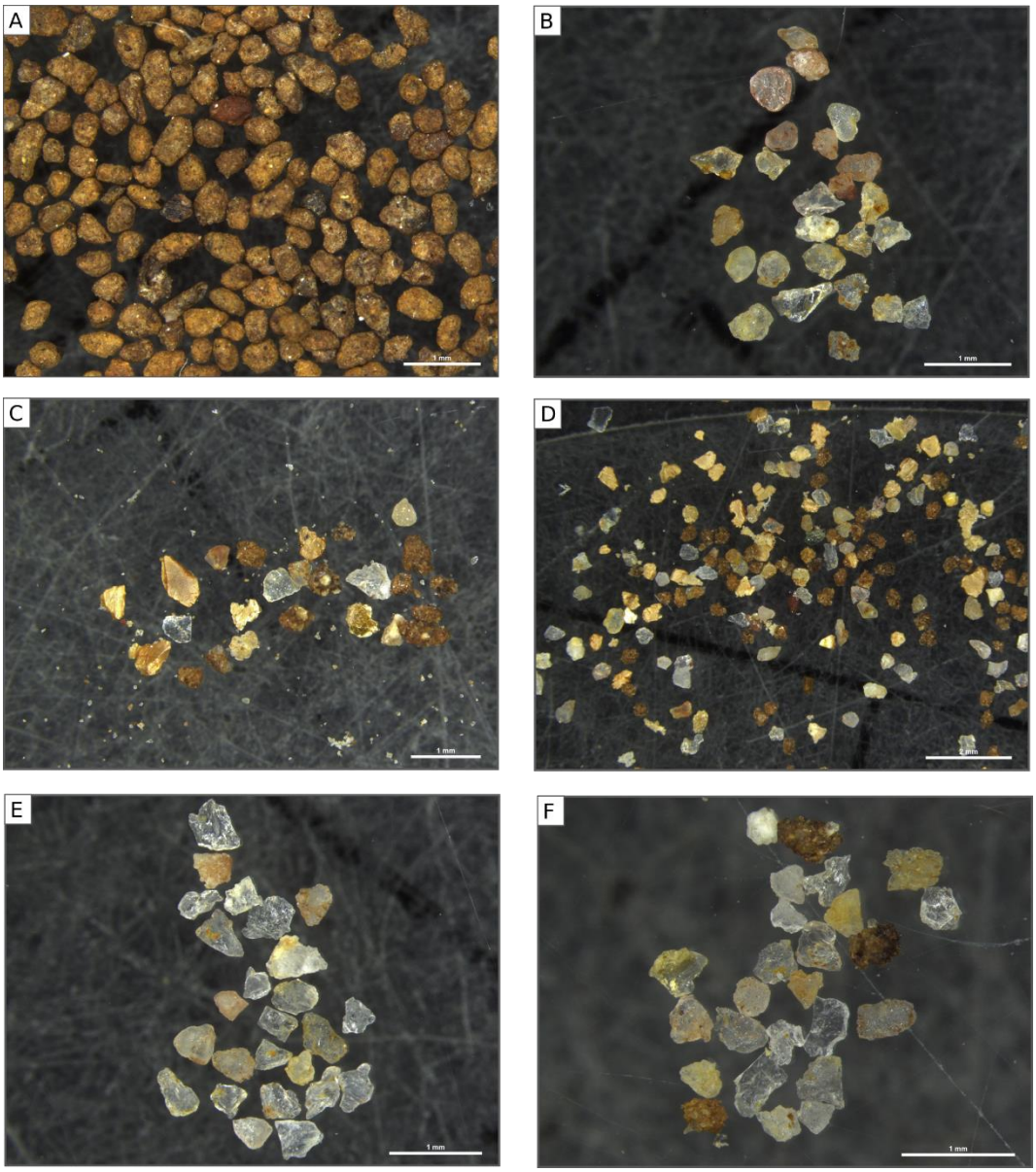


***Figure 123** : planche photographique illustrant les analyses de la nature minéralogique et de la morphoscopie des quartz sur la carotte C3 (fraction 250 – 400 µm)*

A : échantillon 38-40 cm, concrétions ferrugineuses roulés ; **B** : échantillon 240-242 cm, observations de grains de quartz EL et NU : **C :** échantillon 390-392 cm , apparition de biotites altéré dans la composition minéralogique des échantillons ; **D :** échantillon 552-554 cm, présence de biotite altérés et aussi de quelques muscovite ; **E :** échantillon 720-722 cm, comptage de quartz NU et EL ; **F :** échantillon 790-792 cm ; observation de la nature de l'échantillon avec les concrétions minoritaires et les grains de quartz NU

Comme dans la carotte SC1, on observe l'absence de grains de quartz RM et la présence remarquable de grains de quartz NU (**Figure 123** -E et F). La base du carottage ne comporte que des grains de quartz EL qui indique une origine longitudinale des sédiments alluviaux,

transportés par la Falémé. Les grains de quartz NU témoignent par la suite d'une modification de fourniture sédimentaire. Cette hypothèse est renforcée par la présence de feuillets de muscovite très altérés dans de nombreux échantillons (**Figure 123**-C et D). Ces deux observations convergent vers l'hypothèse d'une origine locale des sédiments. Ceux-ci sont produits par l'érosion des sols développés sur un substrat gréseux présents en tête de bassin versant des affluents latéraux. On observe même dans certains échantillons des grains de biotite pourtant très sensibles à l'altération (**Figure 123**-D). Les derniers échantillons de la séquence sédimentaire ne comportent plus suffisamment de quartz pour réaliser des comptages morphoscopiques.

8.3.3.3 Nature des argiles et analyses géochimiques

Les analyses géochimiques du carottage C3 ont concernés 63 échantillons. Même si la résolution d'analyse est meilleure, les courbes ont un comportement déjà pressenti sur les autres coupes ou carottages analysés. Les courbes de silice, d'oxyde de fer et d'alumine sont très stables. On peut toutefois identifier deux variations légères qui isolent trois phases :

(1) De la base du carottag à la fin de l'unité limoneuse organique, les courbes présentent des variations. Le pic d'oxyde de fer à la base de la séquence pourrait correspondre à des apports de versants fournis par des processus de ruissellement importants.

(2) Une grande unité très stable intervient ensuite jusque 2.50 m. Les fluctuations des courbes sont mineures jusqu'à ce que la courbe de la silice diminue de manière progressive jusqu'à 1.50 m.

(3) L'unité suivante constitue le haut de la séquence sédimentaire. Elle est caractérisée à nouveau par des fluctuations plus brutales des trois courbes observées.

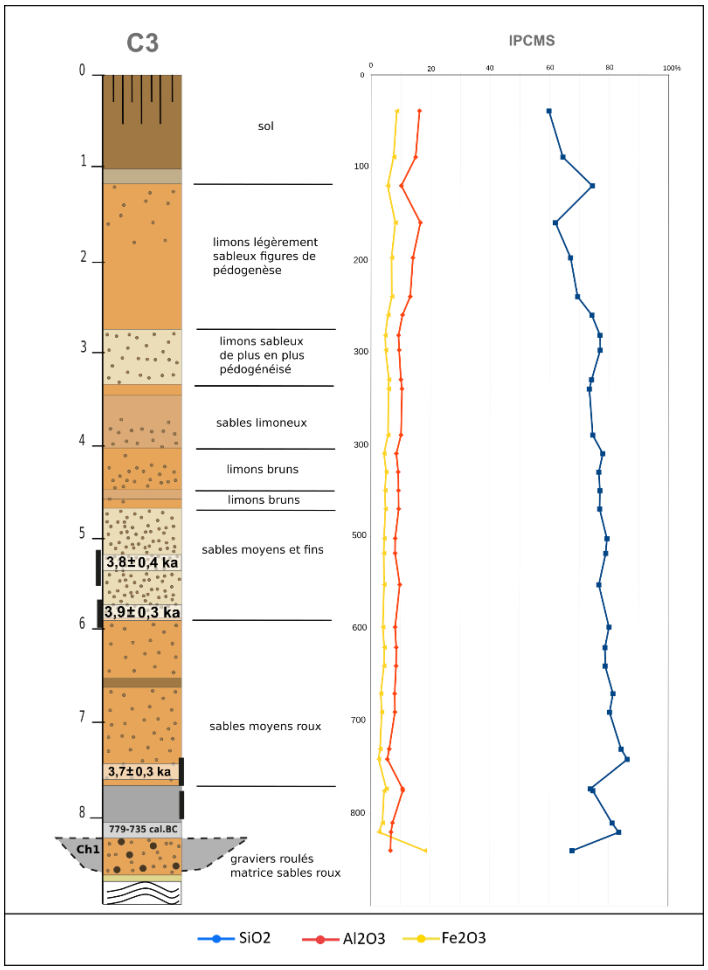


***Figure 124**: résultats des analyses géochimiques du carottage C3*

Les analyses de la fraction argileuse par DRX ont été menées sur cinq échantillons (**Figure 125**). Ceux-ci présentent exactement la même composition en termes de minéraux argileux, cette composition est également identique aux deux échantillons du carottage SC1 de la haute terrasse. La kaolinite domine toujours le cortège minéral. On retrouve également des smectites et de l'illite en plus grande proportion. Les interstratifiés présentes sont de type chlorite/smectite. Ces résultats indiquent l'existence de conditions stables et relativement humides pendant l'aggradation de la très haute terrasse au premier millénaire avant notre ère, dans la basse vallée de la Falémé.

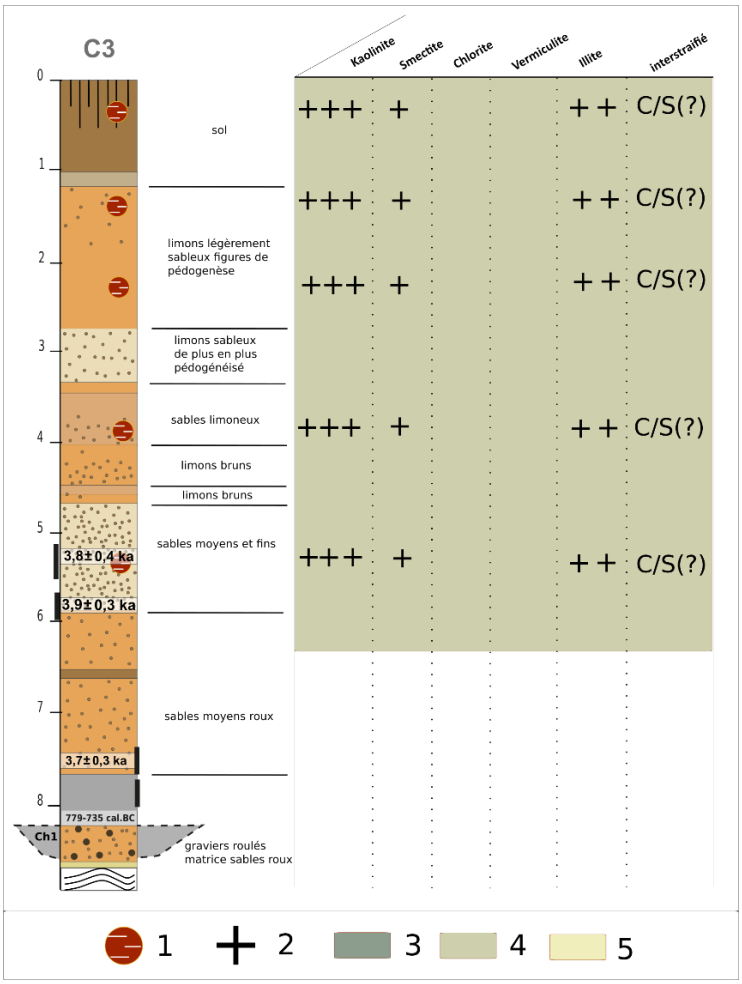


Figure 125 *: analyses par DRX sur la fraction argileuse des sédiments du carottage C3*

8.3.3.4 Interprétation de la séquence sédimentaire de Missira méandre aval

L'étude de la séquence sédimentaire de Missira méandre aval permet de mettre à jour la formation d'une très haute terrasse au premier millénaire avant notre ère. La base de la séquence témoigne de dynamiques alluviales relativement énergiques. Le niveau argileux daté de 785 – 545 cal. BC constitue une spécificité et atteste d'un épisode de type palustre succédant à un épisode énergique. La succession de ces dépôts est caractéristique du phénomène de colmatage d'un bras mort par des sédiments fins, en milieu anoxique. Le reste de la séquence sédimentaire témoigne d'une migration du chenal vers l'est et de l'installation d'un environnement de plaine d'inondation. L'étude des sédiments du carottage C3 renforce l'idée d'une origine spécifique des sédiments à l'Holocène récent : les affluents latéraux fonctionnent au moins saisonnièrement, et la fourniture sédimentaire prélevée en tête des bassins versants latéraux alimente la Falémé et participe à l'aggradation des terrasses alluviales et des lobes de méandre.

8.4 *Scénario d'évolution environnementale de la vallée de la Falémé au cours des trois derniers millénaires*

L'ensemble des résultats concernant les dynamiques hydrosédimentaires Holocène dans la basse vallée de la Falémé nous permet de formuler un scénario d'évolution environnementale au cours des trois derniers millénaires. Afin de visualier au mieux les évolutions environnementales et hydrosédimentaires de la vallée de la Falémé à l'holocène récent, huit blocs diagrammes ont été réalisés, selon une unique légende.

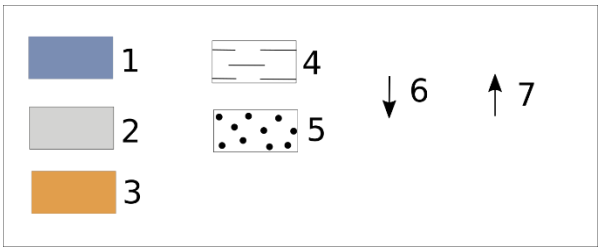


Figure 126: *légende de l'ensemble des blocs diagrammes qui reocnstruisent l'évolution de la vallée à l'holocène récent*

1 : phase d'aggradation caractérisée par une relative humidité ; **2 :** hiatus sédimentaire ; **3 :** phase d'incision caractérisée par une relative aridité ; **4 :** sédiments limoneux ; **5 :** graviers ou sables ; **6** : processus d'incision sédimentaire **; 7 :** processus d'aggradation sédimentaire

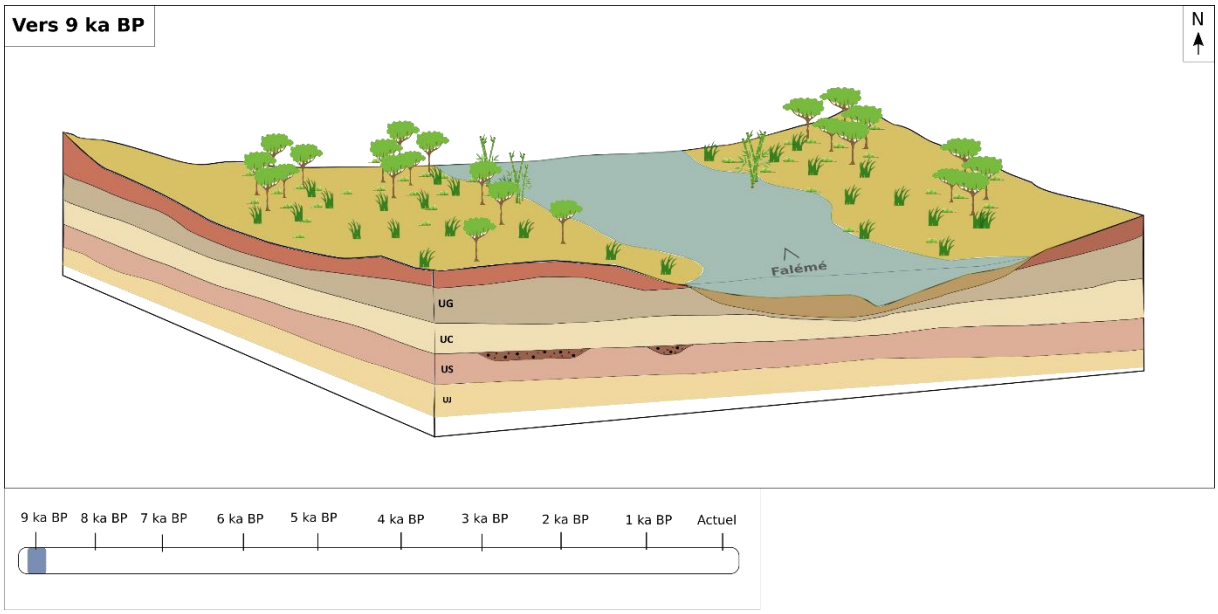


Figure 127 *: schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé vers 9 ka BP*

Cette première reconstitution concerne l'holocène ancien, période pour laquelle nous avons très peu de données. Nous envisageons toutefois, avant l'incision plurimétrique dans les formations pléistocènes, l'installation d'un environnement relativement humide.

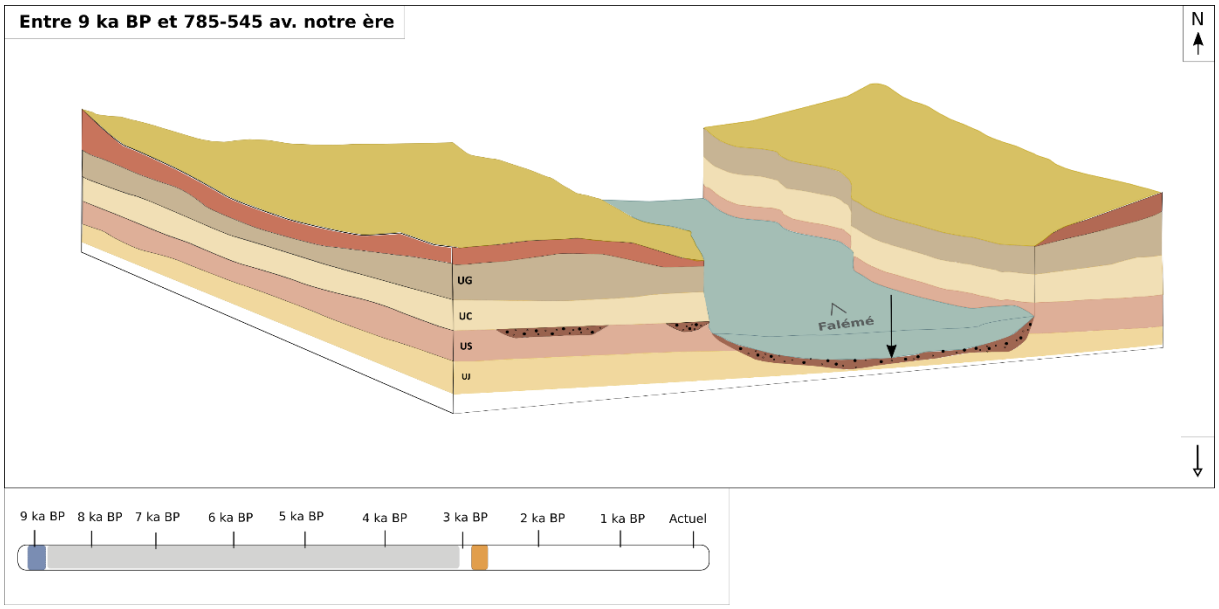


Figure 128 : *schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé entre 9 ka BP et le premier millénaire avant notre ère*

Cette seconde reconstitution concerne un épisode d'incision majeure contraint entre 9 ka BP, et le premier millénaire avant notre ère. Cette incision remarquable dans les formations pléistocènes témoigne d'un changement profond de dynamiques. Après les phases d'aggradations sédimentaires puissantes au Pléistocène supérieur, une balance s'oppère et des dynamiques d'incision s'installent. Les dates de cette incision sont imprécises. Celle-ci pourrait correspondre à un ou plusieurs épisodes de haute énergie, se traduisant par une augmentation significative des flux liquides et un transfert efficace de la charge solide vers l'aval.

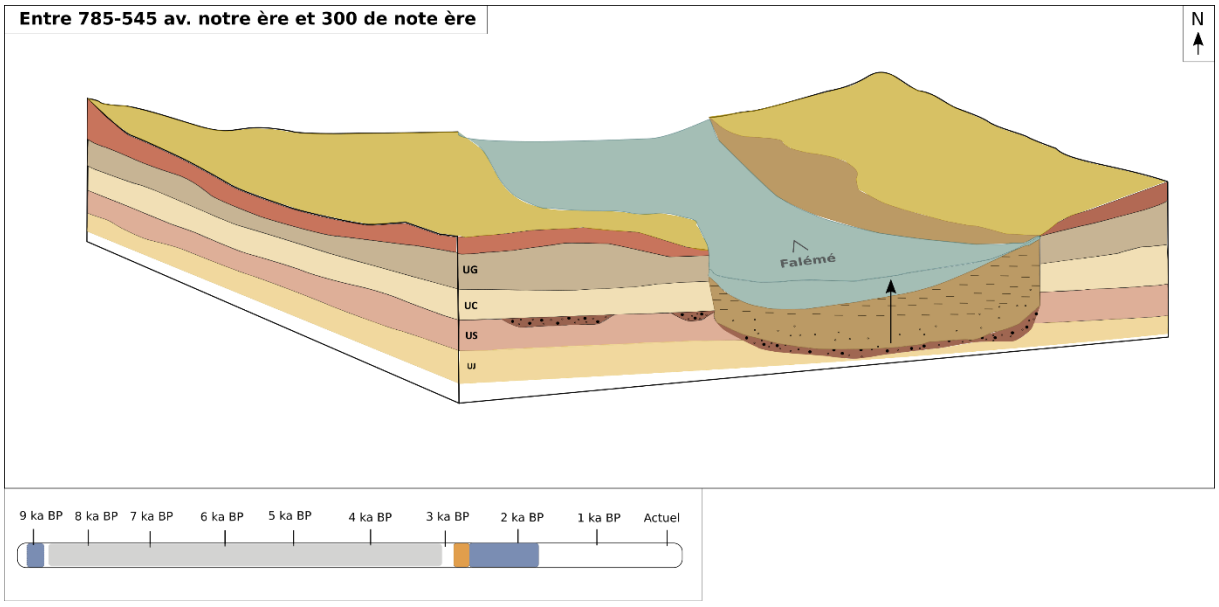


Figure 129 *: schéma interprétatif des environnements dela basse vallée de la Falémé entre 800 avant notre ère et 300 de notre ère*

Cette période est caractérisée par une réactivation détritique majeure qui se traduit par l'aggradation de la très haute terrasse le long de la rivière principale. L'amorce de l'aggradation de cette formation est estimée au premier millénaire avant notre ère. La présence remarquable de micas noirs et de grains de quartz non-usés indique une proximité des apports sédimentaires. Le fonctionnement hydrosédimentaire à l'holocène récent diffère donc nettement du fonctionnement pléistocène. Au premier millénaire avant notre ère, en période de crues, les formations pléistocènes sont épargnées des processus d'érosion tandis que les têtes de bassin versant des affluents latéraux fournissent l'essentiel des apports sédimentaires à l'origine de l'aggradation de la très haute terrasse et de la progression des lobes de méandres en rive convexe. La formation des méandres s'accompagne d'une migration progressive du chenal de la rivière, comme en témoigne l'étude du carottage C3 dans le méandre de Misira aval.

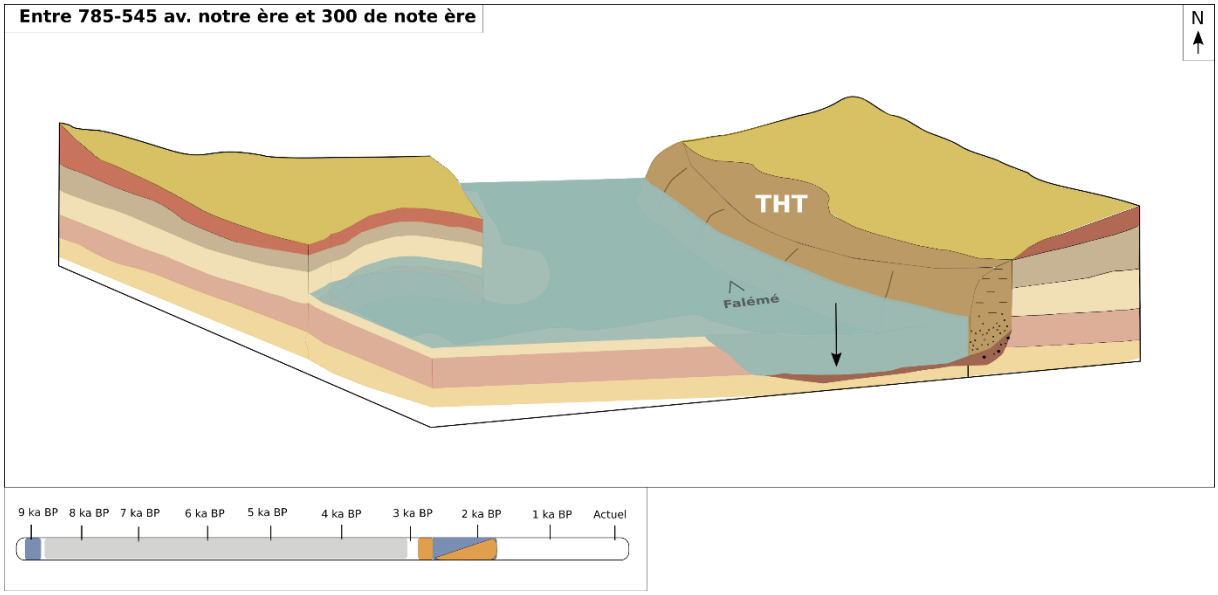


Figure 130 *: schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé entre 800 avant notre ère et 300 de notre ère*

Le début de notre ère est marqué par une incision plurimétrique dans les formations de la très haute terrasse. Cette incision témoigne d'une modification des dynamiques climatiques et environnementales. Elle témoigne d'une crise érosive majeure, activée par une augmentation sans doute rapide des flux liquides par rapport au flux solides.

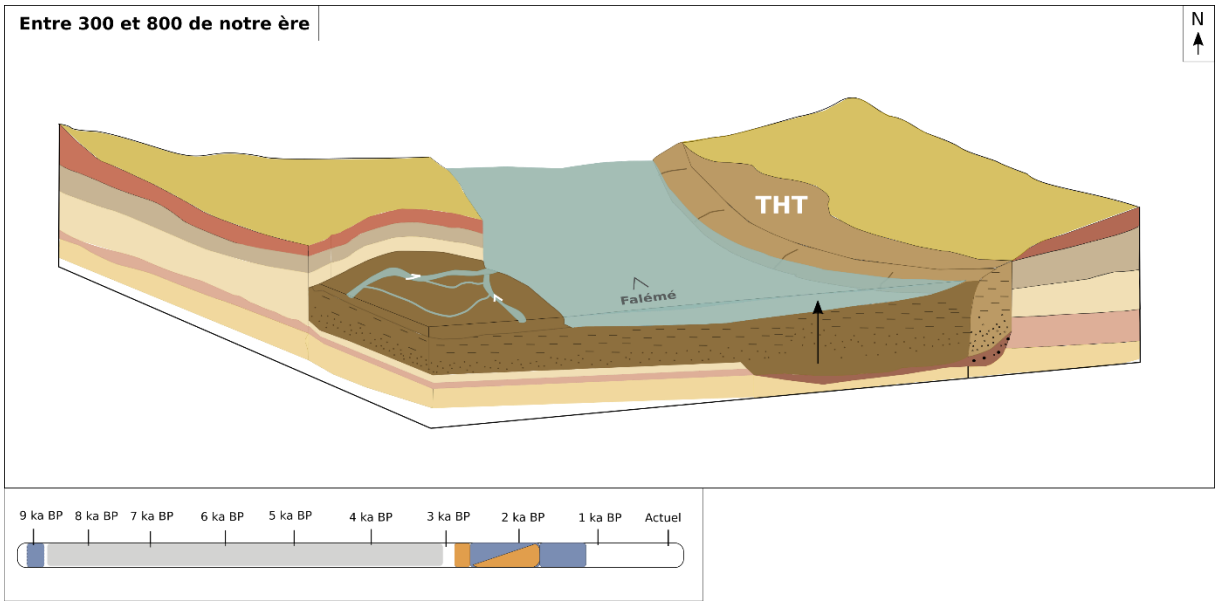


Figure 131 *: schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé entre 300 et 800 and de notre ère*

Les résultats concernant le premier millénaire de notre ère semblent intéressants. L'édification de la haute terrasse intervient donc au premier milénaire de notre ère. Elle indique une nouvelle réactivation détritique dans le chenal principal de la Falémé mais également le long des affluents latéraux. Les sédiments essentiellement limoneux témoignent de crues de relativement faibles énergie. Les paléochenaux observés à la surface de la haute terrasse, sur la rive droite du ravin de Sansandé, indiquent l'existence d'un épisode palustre avant l'incision des formations de la haute terrasse. Pendant cet épisode, on envisage un fonctionnement en trois temps : des périodes de crues lors desquelles la haute terrasse est en eau ; des périodes de décrues pendant lesquelles un ou des chenaux de décrues fonctionnent en surface de la haute terrasse, et des phases plus sèches pendant lesquelles la surface de la haute terrasse est à sec.

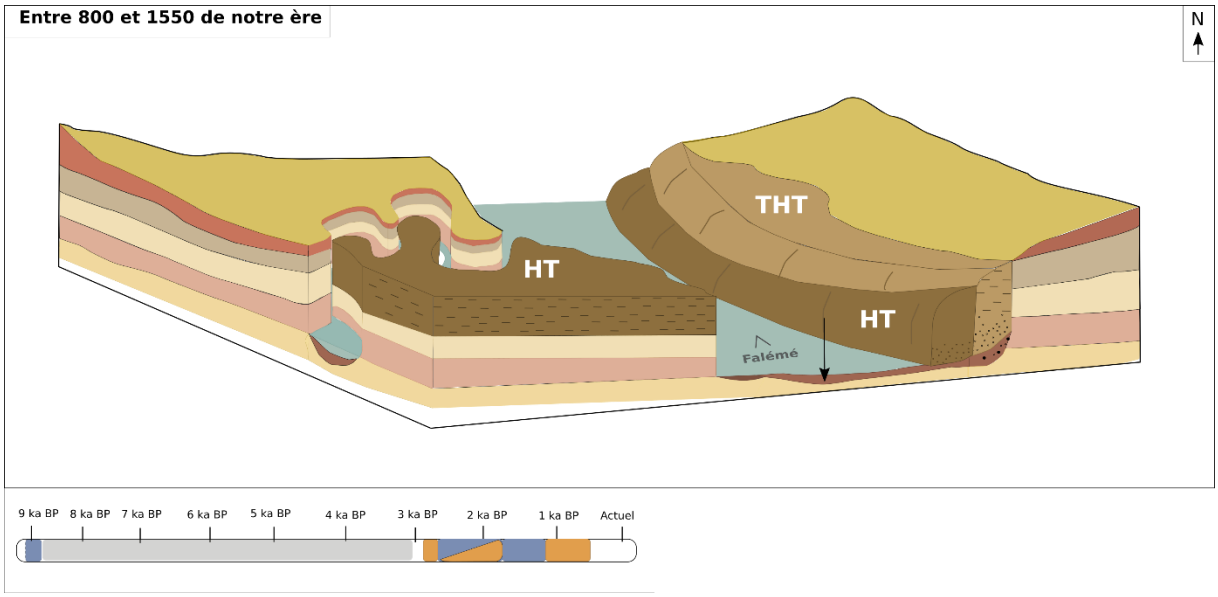


Figure 132 : *schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé entre 800 et 1550 ans de notre ère*

Une nouvelle crise érosive intervient entre 800 et 1550 ans de notre ère, dans la vallée principale ainsi que dans les affluents latéraux. Elle se traduit par une érosion plurimétrique particulièrement remarquable dans le ravin de Sansandé. A nouveau, on envisage que cette incision soit engendrée par une augmentation brutale des flux liquides.

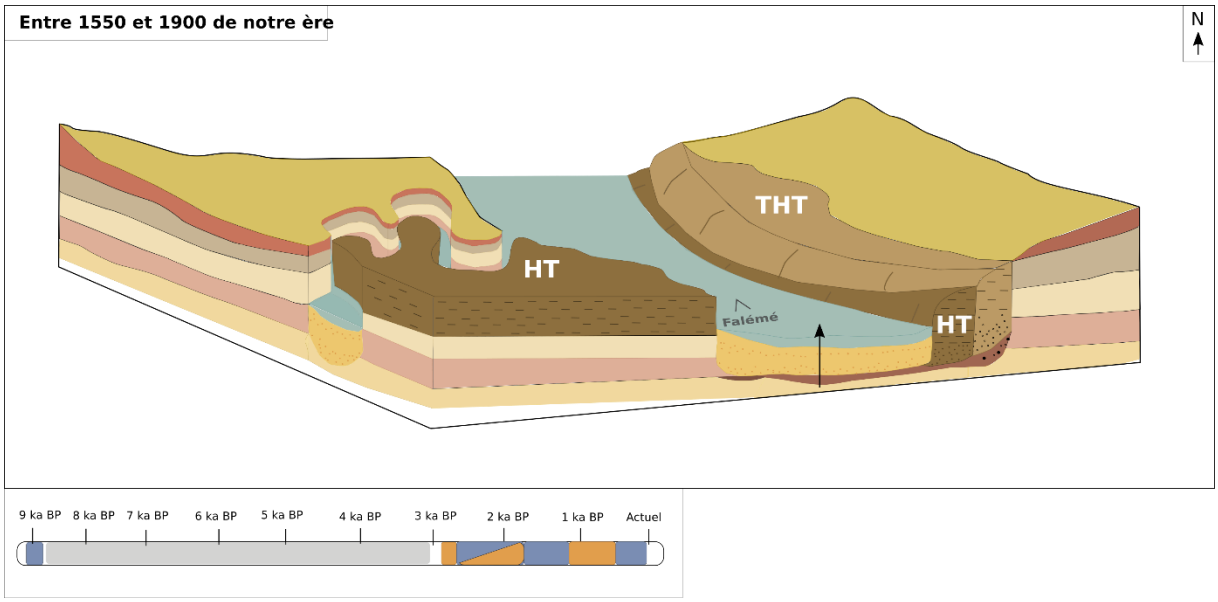


Figure 133 *: schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé pendant la seconde moitié du deuxième millénaire de notre ère*

A partir de 1550 ans de notre ère, une nouvelle phase d'aggradation sédimentaire est indiquée par la basse terrasse alluviale bien conservée dans la Falémé mais également dans le ravin de Sansandé. Les dépôts sédimentaires diffèrent des faciès observés dans la haute terrasse du premier millénaire de notre ère. Dans la vallée de la Falémé, la base de la basse terrasse est

composée d'un sédiment fortement organique. Ces niveaux indiquent l'existence d'un épisode palustre avant l'aggradation limoneuse de la basse terrasse de la Falémé. Dans le ravin de Sansandé en revanche, l'alternance de sables et de limons, caractéristique de la basse terrasse dans l'ensemble du bassin versant, se met en place dès la base de la formation. Cette alternance suggère des dépôts de crues en deux temps : une première phase énergique permettant le transport des sables, et un second temps plus calme permettant le dépôt des particules limoneuses. Ces dépôts rappellent fortement les dépôts de la banquette alluviale active aujourd'hui, et indiquent une mise en place progressive des conditions climatiques actuelles à partir de 1500 de notre ère.

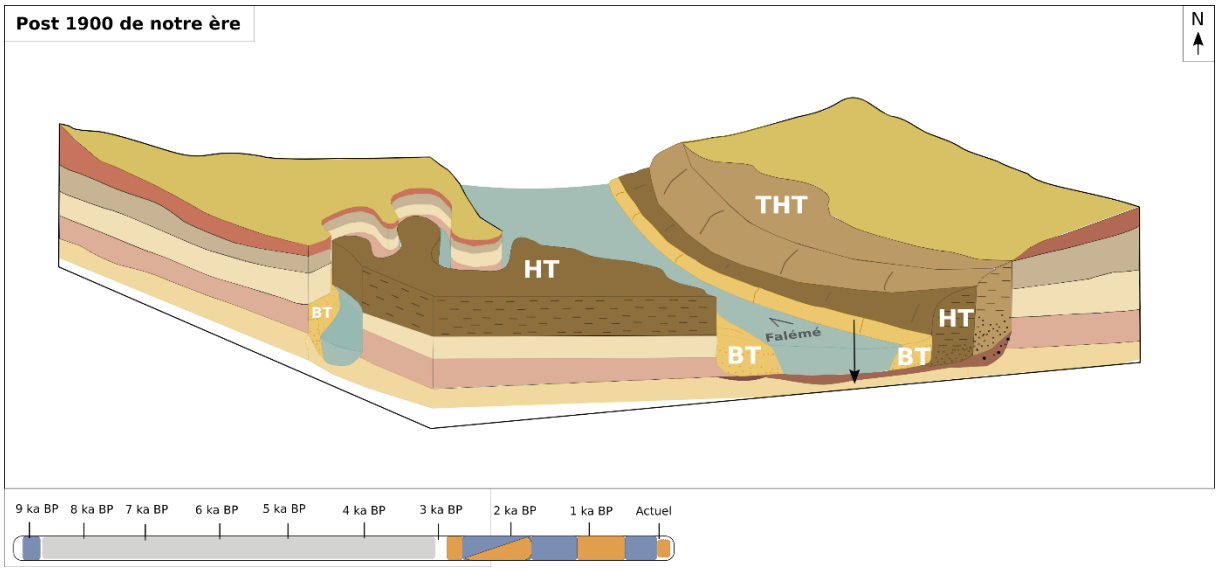


Figure 134 *: schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé au cours des quatre derniers siècles*

Ce dernier schéma témoigne des conditions climatiques et environnementales des quatre derniers siècles. Une dynamique d'incision dans les accumulations de la basse terrasse est observée à l'échelle de l'ensemble de la vallée.

Chapitre 9

9 Le système fluvial à la fin du pléistocène

Dès les premières reconnaissances de terrain, les géomorphologues de l'équipe ont observé que la sédimentation Pléistocène se démarquait des séquences sédimentaires holocène par le caractère massif et fin des dépôts . L'étude approfondie de deux principaux secteurs a permis de mieux caractériser les séquences pléistocènes. Nous allons dans un premier temps présenter les résultats obtenus sur le secteur de Toumboura en nous appuyant sur la coupe de référence Toumboura I, puis sur les autres coupes et sondages. Le secteur de Missira sera abordé selon le même angle avec tout d'abord les résultats de la coupe de référence Missira Promontoire, puis les sondages ponctuels. Ces résultats nous permettront de dégager les temps forts du système fluvial.

9.1 Le secteur de Toumboura

9.1.1 Présentation

Depuis 2014, de nombreux sondages et prospections ont été réalisés dans le secteur des ravinements de Toumboura situé au sud du village du même nom, sur la rive gauche de la Falémé. Les intenses ravinements des berges dans ce secteur ont révélé aux archéologues la présence d'artefacts lithiques, et mis à disposition des géomorphologues des coupes naturelles de plusieurs mètres de puissance (**Figure 135**).

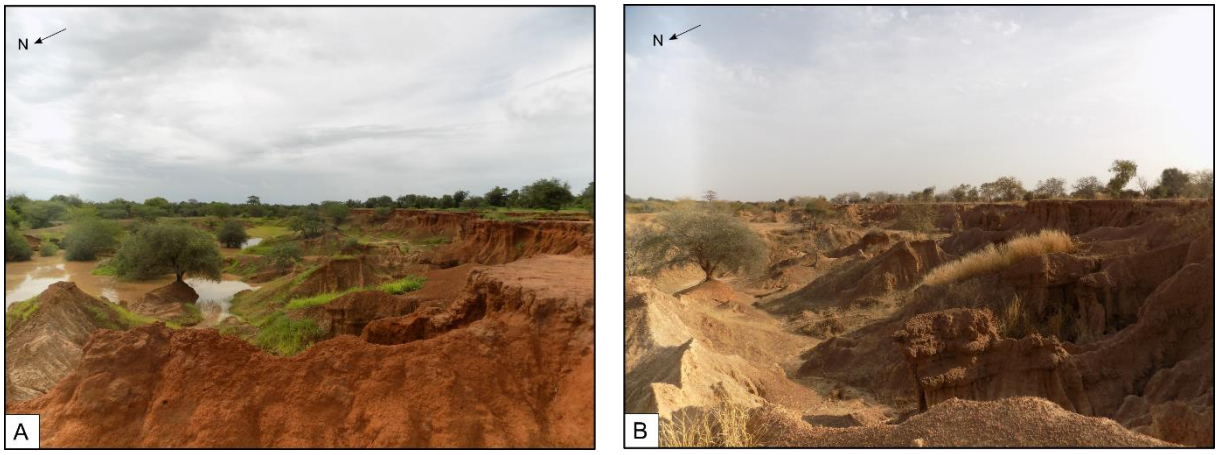


Figure 135 : *vue du secteur des ravinements de Toumboura depuis le nord en direction du village. Au premier plan à droite on observe le rebord du glacis d'érosion, puis les lambeaux de glacis qui forment des draperies au second plan et des buttes résiduelles éparses dans la zone de dépression centrale saisonnièrement en eau (A).*

A : photo réalisée lors de l'hivernage (septembre 2018) ; **B :** photo réalisée en saison sèche

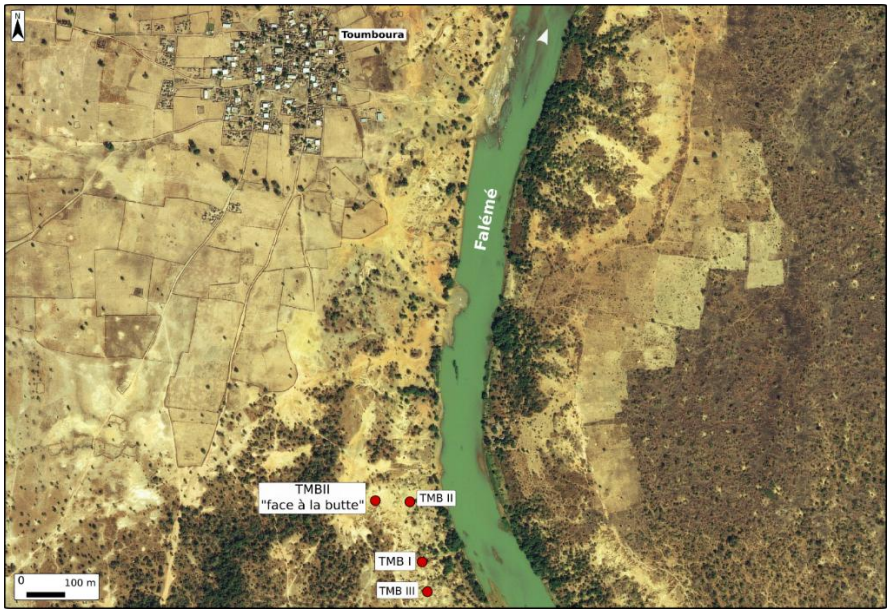


Figure 136*: localisation des ravinements de Toumboura et des principales coupes dont nous présentons les résultats*

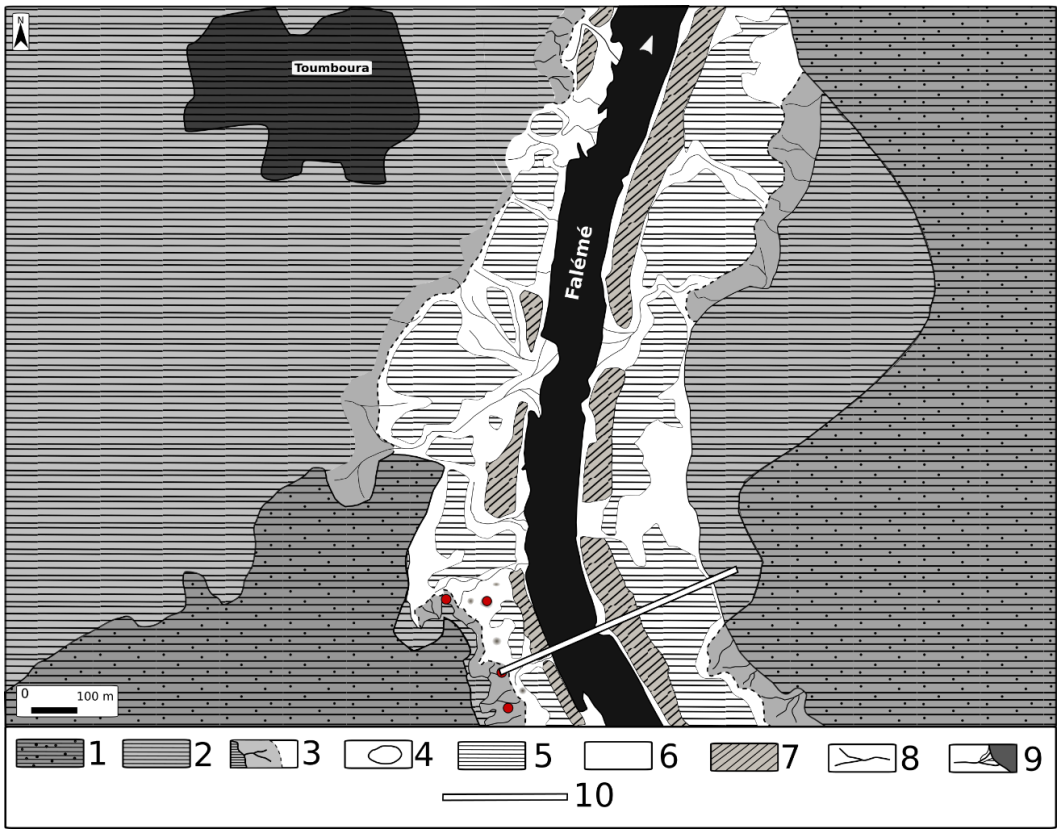


Figure 137: *carte géomorphologique du secteur de Toumboura et localisation des coupes (points rouges)*

1: *Glacis principal à couverture pédologique conservée;* ***2:*** *Glacis principal superficiellement érodé;* ***3:*** *Rebord de glacis et crêtes de ravinements développées dans les formations UG, UC, US;* ***4:*** *Butte résiduelle développée dans UJ (souvent recouverte en surface de nodules pédologiques de UG ou de pisolithes ferrugineux);* ***5 :*** *Glacis de substitution principal;* ***6:*** *Glacis-terrasse inondé saisonnièrement à l'arrière du bourrelet de berge;* ***7:*** *Terrasse et bourrelet de berge récent plus ou moins emboîtés dans les formations antérieures;* ***8:*** *Zone ou l'érosion domine: incision des ruisseaux et érosion par ruissellement en nappe à l'avant des glacis;* ***9:*** *Petits cônes de déjection des affluents latéraux de la Falémé ;* ***10 :*** *transect topographique ;* ***Toumboura*** *: village*

Toumboura I	T1	25 ± 2
	T2	22 ± 2
	T3	27 ± 2
	T4	17 ± 1
	T5	17 ± 1
	T6	16 ± 1
	T7	15 ± 1
	T8	11 ± 1
	T9	7 ± 0,9
Toumboura II	T10	34 ± 3
	T11	29 ± 2
Toumboura Nord	T12	18 ± 2
	T13	14 ± 1
Toumboura III	T14	35 ± 3
	T15	33 ± 3
	T16	27 ± 2
Toumboura Sud	T17	29 ± 3
	T18	27 ± 3

Figure 138 *: totalité des datations OSL pour le secteur des ravinements de Toumboura (d'après Lebrun, 2018)*

Au total, 18 datations OSL ont été réalisées sur l'ensemble de ce secteur, couvrant ainsi les périodes du Pléistocène supérieur jusqu'à la transition avec l'Holocène. Quatre datations radiocarbone réalisées à partir de charbons de la coupe Toumboura I ont permis de compléter cette séquence d'une date à la transition Pléistocène-Holocène et trois dates du premier millénaire de notre ère (cf. 9.1.2).

Analyse	Nombre d'échantillon
Granulométrie	80
Morphoscopie	37
DRX	10
IPCMS	71

Tableau 14: *type d'analyse et nombre d'échantillons étudiés pour la coupe TMBI*

9.1.2 Toumboura I : la séquence de référence

9.1.2.1 Analyses stratigraphiques et granulométrie des sédiments

La coupe de Toumboura I a permis de fixer le cadre chronostratigraphique de l'ensemble de la vallée, plus particulièrement pour le Pléistocène supérieur et la transition avec l'Holocène. Localisée dans les ravinements du glacis principal, elle a subi une érosion de 34 cm entre l'année de sa première étude (2014) et son échantillonnage systématique en vue d'analyses de laboratoire (février 2018). Dès 2014, la coupe a été subdivisée en 6 unités stratigraphiques référentes utilisées à l'échelle de la vallée. La coupe dans son ensemble présente deux principales unités limoneuses (qui regroupent U_G-U_C et U_S-U_J) séparées par un niveau grossier de chenal (C_{SC}) (**Figure 5**). L'étude approfondie de la coupe sur le terrain en 2018 a permis de préciser la nature de ces unités, tandis que les analyses granulométriques donnent avec précision la texture du sédiment.

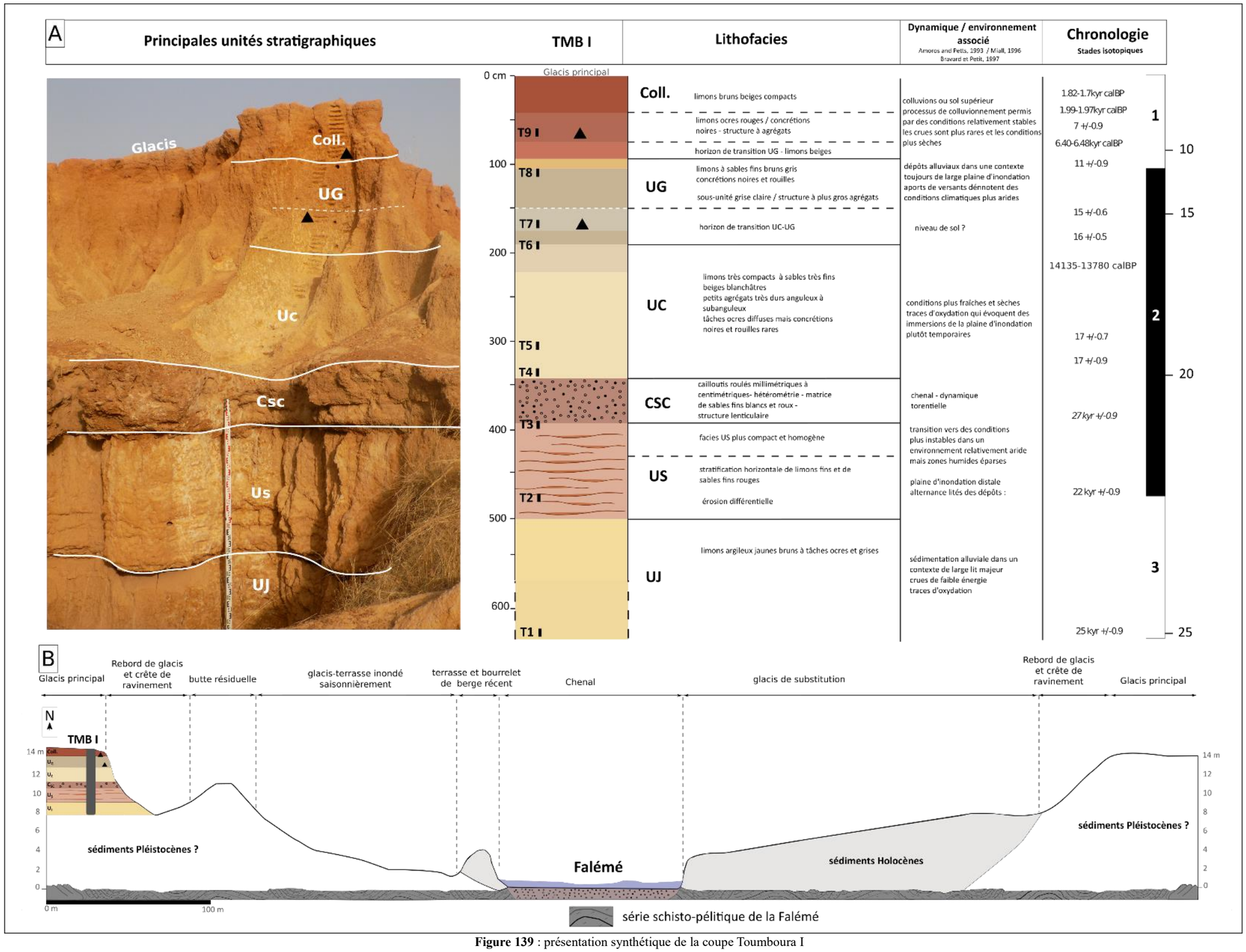


Figure 139 : présentation synthétique de la coupe Toumboura I

A : *log stratigraphique et chronologie ;* ***B :*** *transect topographique (localisation sur la* ***Figure 137****)*

Les analyses granulométriques ont été réalisées de manière systématique sur cette coupe : 71 échantillons prélevés en continu en février 2018, et les 9 échantillons prélevés en 2014 et datés par OSL ont été analysés. Les pourcentages par fractions granulométriques mettent en avant un découpage de la séquence sédimentaire qui confirme celui décrit précédemment **(Figure 139)** : on observe deux unités fines situées à la base et au sommet de la coupe, interrompues par une section plus sableuse et grossière. Les histogrammes granulométriques présentés ne concernent que les échantillons T1 à T9. Ils apportent une information supplémentaire concernant le tri granulométrique des échantillons. Trois cas de figure semblent apparaître : les courbes unimodales bien triées (l'échantillon T2), les courbes unimodales qui attestent d'un tri moyen (les échantillons T1, T3, T5, T7) et les courbes bimodales qui pourraient témoigner d'un enrichissement pédologique (les échantillons T9, T8, T6, T4).

L'unité **U**$_{J}$ (528-459 cm) constitue la base de notre séquence d'étude, datée par OSL sur l'échantillon T1 autour de 25 ± 2 ka BP. Son contact avec l'unité sédimentaire sous-jacente est mal connu bien qu'on ait observé parfois un contact direct avec le substrat. Cette unité limono-argileuse est caractérisée par une couleur jaune-brun très homogène qui témoigne d'un transport de faible énergie. La présence de tâches ocre et grises indique des processus de pédogenèse de type oxydo-réduction, comme lors d'engorgements temporaires.

Le contact avec l'unité sus-jacente **U**$_{S}$ (459-354 cm) est net et bien visible notamment grâce à l'érosion différentielle. Cette unité datée par OSL sur l'échantillon T2 de 22 ± 2 ka BP témoigne du début du stade 2. L'échantillon T3 prélevé au contact de l'unité **U**$_{S}$ et **C**$_{SC}$ livre une date aberrante de 27 ± 2 ka BP. **U**$_{S}$ est une unité très caractéristique et reconnaissable dans la vallée. Elle est constituée essentiellement de sables dont la structure présente une stratification nette et l'alternance de sables fins ou de limons blancs fins, et de sables roux plus grossiers.La granulométrie indique une augmentation nette de la proportion de sables, et l'histogramme indique un mode très net >100 µm. La partie supérieure de la coupe (**U**$_{SSUP}$) est plus compacte et moins érodée. Cette unité témoigne d'un dépôt de crue dans un environnement alluvial modérément énergique. Les traits pédologiques sont peu marqués.

L'unité sus-jacente **C**$_{SC}$ (354-300 cm) repose en contact érosif sur l'unité **U**$_{S}$. Cette unité grossière est contrainte par deux dates exploitables (T2 à 22 ± 2 ka BP et T4 à 17 ± 1 ka BP) ce qui nous permet d'estimer la mise en place de ces dépôts autour de 21-20 ka BP. La sédimentation est composée de cailloutis roulés hétérométriques (millimétriques à

centimétriques), pris dans une matrice de sables fins roux très cimentés. Ce dépôt témoigne d'un ou plusieurs épisodes énergiques de type torrentiel, permettant le transport et le dépôt d'éléments grossiers. Le contact avec l'unité sus-jacente **U**$_C$ est net.

U$_C$ (300-180 cm) est une unité bien datée par deux dates OSL et une date radiocarbone sur charbon : les échantillons T5 et T4 à la base de l'unité sont datés tous les deux à 17 ± 1 ka BP et le charbon situé à la limite supérieure de l'unité est daté de 14 135 – 13 780 cal BP. Les analyses granulométriques indiquent une base plus sableuse, puis une augmentation des limons à sables très fins beige blanchâtre. Très compact, il est structuré en petits agrégats très durs, anguleux à subanguleux. Des tâches ocre parsèment la base de l'unité tandis que l'horizon supérieur de transition est dominé par de nombreuses concrétions noires et d'importantes tâches ocre. Le contact avec l'unité supérieure est plus diffus. Ce dépôt fin témoigne de conditions de faible énergie, les traces d'oxydation attestent d'un environnement émergé tandis que l'augmentation des concrétions et des nodules pourrait attester la prsénce d'apports latéraux.

L'unité **U**$_G$ (180-63 cm) est datée par trois datations OSL : T6 à la base est daté de 16 ± 1 ka BP, T7 dans le deuxième tiers inférieur de l'unité est daté de 15 ± 1 ka BP et T8 au sommet de l'unité est daté de 11 ± 1 ka BP. Cette unité sédimentaire témoigne donc de l'entrée dans l'Holocène. Elle est constituée d'un premier horizon de transition (180-149 cm) qui comporte un niveau archéologique associé à l'échantillon OSL T7. Les fouilles ont révélé des assemblages d'artefacts lithiques (des petites pointes et des segments essentiellement) typiques des industries du Late Stone Age (B. Chevrier et al., 2016). Le sédiment ressemble à l'unité **U**$_C$ mais la quantité de concrétions noires et de tâches ocre est bien supérieure. L'unité UG en elle-même est constituée de limons argileux à sables fins blanc-gris. La granulométrie permet de mettre en lumière une proportion importante d'argiles. Les agrégats qui la structurent sont plus gros et anguleux. Des tâches rouille et ocre ainsi que des nodules rouille et ocre indurés sont présents en grandes quantités. Les dynamiques hydrosédimentaires calmes semblent proches de UC mais la présence des nodules évoque une augmentation des apports de versants. Le contact avec l'unité supérieure est également plus diffus.

Le dépôt Coll. (63-0cm) est daté grâce à une datation OSL à 7 ± 0,9 ka BP sur l'échantillon T9 et quatre dates radiocarbones dont la première à la base de l'unité Coll. correspond au tesson de céramique le plus profond trouvé dans cette séquence sédimentaire. Un charbon associé a été daté à 6.40-6.48 ka cal BP ce qui caractérise le Néolithique dans la vallée de la Falémé.

Deux autres charbons prélevés dans le haut de la coupe indiquent des dates du premier millénaire de notre ère (1.99-1.97 kyr cal BP et 1.82-1.7 kyr cal BP). Ce dépôt est donc le seul témoin des dynamiques environnementales Holocène dans ce secteur. Il est composé de trois sous-unités. Une unité de transition tout d'abord (63-52 cm) est constituée de limons beiges qui rappellent UG. Le second niveau comporte la céramique Néolithique (52-33 cm), il est constitué de limons ocre-rouge à petites concrétions noires. La structure en gros agrégats pulvérulents rappelle un niveau de sol. Enfin l'unité supérieure de la coupe (33-0 cm) est composée de limons brun-beige compacts qui constituent un maigre niveau de sol supérieur, dont les 34 cm ont été érodés entre 2014 et 2017. L'ensemble de cette unité atteste de l'augmentation des dynamiques de colluvionnement et des processus de pédogenèse, au détriment des dynamiques alluviales.
Cette lecture stratigraphique détaillée nous permet à présent de présenter les résultats issus des analyses de laboratoire (**Tableau 14**).

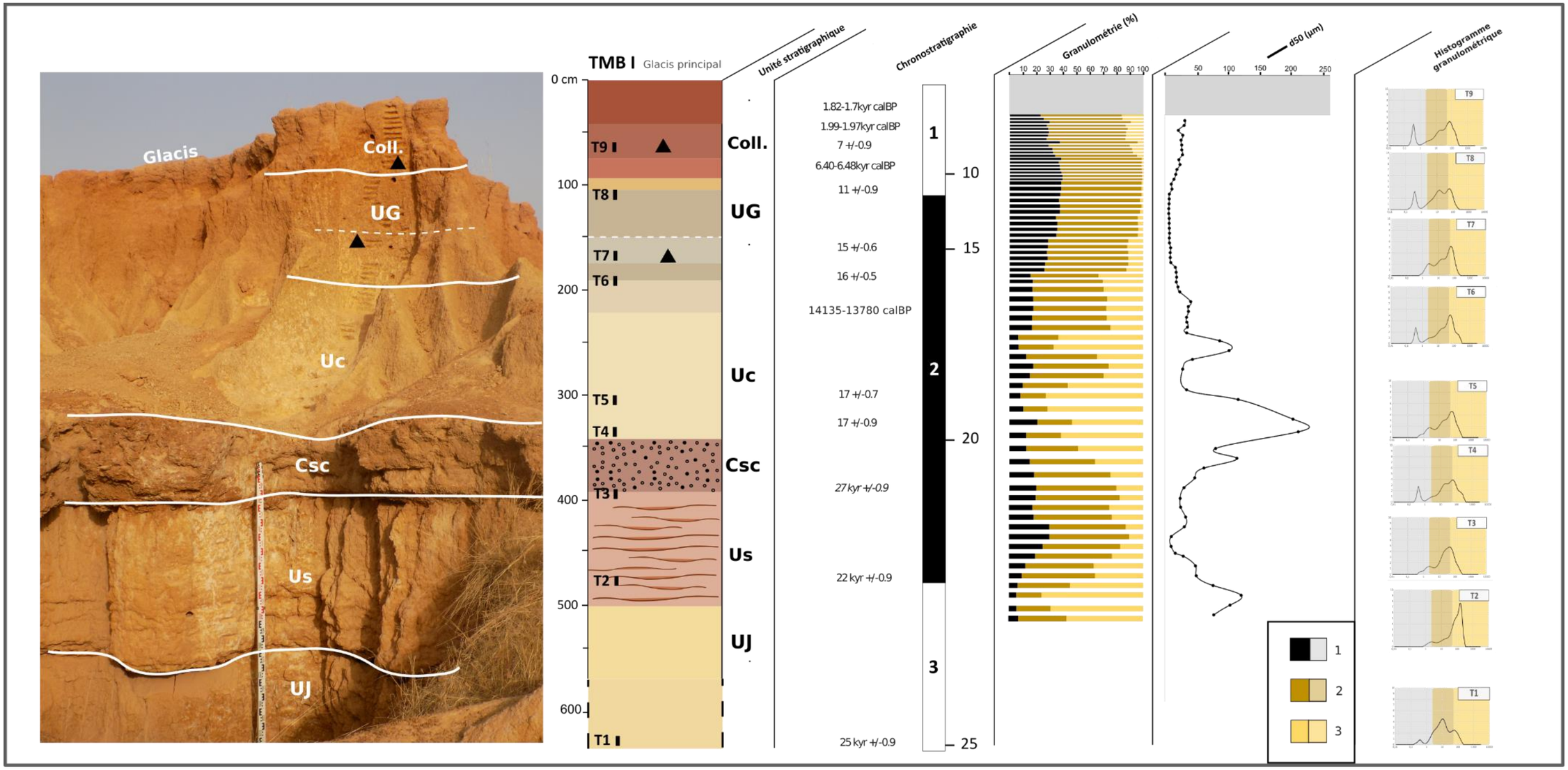


Figure 140 *: synthèse des analyses granulométriques sur TMB1*

Coll : colluvions limoneuses ocre-rouge compacts ; **UG :** limons à sables fins brun-gris à tâches rouilles et ocre ; **UC :** limons très compacts à sables fins beiges blanchâtres ; **CSC :** chenal, cailloutis roulés dans une matrice sableuse cimentée ; **US :** stratification horizontale de limons fins et sables fins rouges ; **UJ :** limons brun-jaune homogènes à tâches ocre et grises ; **1 :** argiles ; **2 :** limons ; **3 :** sables

9.1.2.2 Nature des échantillons et morphoscopie des grains de quartz

Les analyses morphoscopiques ont été réalisées sur 37 échantillons de la coupe TMBI. Le choix des échantillons analysés a été réalisé à partir des unités sédimentaires préalablement caractérisées. Sur la figure de synthèse (**Figure 141**) deux remarques d'ordre général apparaissent d'emblée :

(1) **Sur la courbe « nature de l'échantillon »,** les catégories dominantes sont les quartz et les concrétions ferrugineuses. Pour la coupe TMBI, c'est la variation de ces deux variables qui donne le résultat le plus exploitable.

(2) **Sur la courbe « morphoscopie »,** les catégories EL et RM sont dominantes tandis que la proposition de NU est insignifiante. Ici aussi, c'est la variation des deux premières catégories qui fournit les principaux résultats.

Les sédiments de la coupe TMBI sont dominés par les grains de quartz. Cette observation ressort clairement de la lecture du diagramme **(Figure 141)** mais elle a été relevée également à l'observation des échantillons à la loupe binoculaire. Les concrétions ferrugineuses d'origine pédologiques ou colluviales sont reléguées au second plan. Si les grains de quartz dominent largement la fraction sablo-limoneuse, leur proportion varie considérablement. À la base de notre séquence sédimentaire, la proportion de quartz chute par rapport à la proportion de concrétions ferrugineuses. Comme on peut le voir sur la photo des 20 grains de l'échantillon T1 (**Figure 141**), ces concrétions sont particulièrement roulées ce qui évoque plus un transport par l'eau que des concrétions pédologiques. L'unité UJ est dominée par des quartz jusqu'à la transition avec US ou un important pic de concrétions ferrugineuses est observé. De cet horizon (environ -450 cm) jusqu'à la base de UC (-300 cm), on observe une instabilité des courbes de quartz et de concrétions ferrugineuses. Quatre pics importants de concrétions ferrugineuses témoignent de l'instabilité de l'hydrosystème autour de 20-17 ka BP, répondant bien aux résultats de la granulométrie des unités US et CSC. Les concrétions observées dans l'échantillon T4 présentent des faciès différents des concrétions roulées de UJ. Elles semblent être de composition plus variée au regard de leur couleur, et elles sont nettement moins roulées. On peut envisager ici un transport moins long et des conditions d'origines pédologiques. La phase qui suit présente une certaine stabilité : de la base de UC (-300 cm) jusqu'à l'échantillon T7, les quartz dominent le cortège minéralogique de manière nette et stable (**Figure 141**). La proportion de concrétions ferrugineuses pourrait témoigner d'apports plutôt latéraux, elle est instable et on observe de nombreux pics de concrétions qui ont été surlignés en jaune sur la

Figure 141. Les apports de versants fonctionnent donc plutôt par pulsations tandis que les apports longitudinaux sont actifs sur des phases plus stables. Sept pics ont été surlignés.

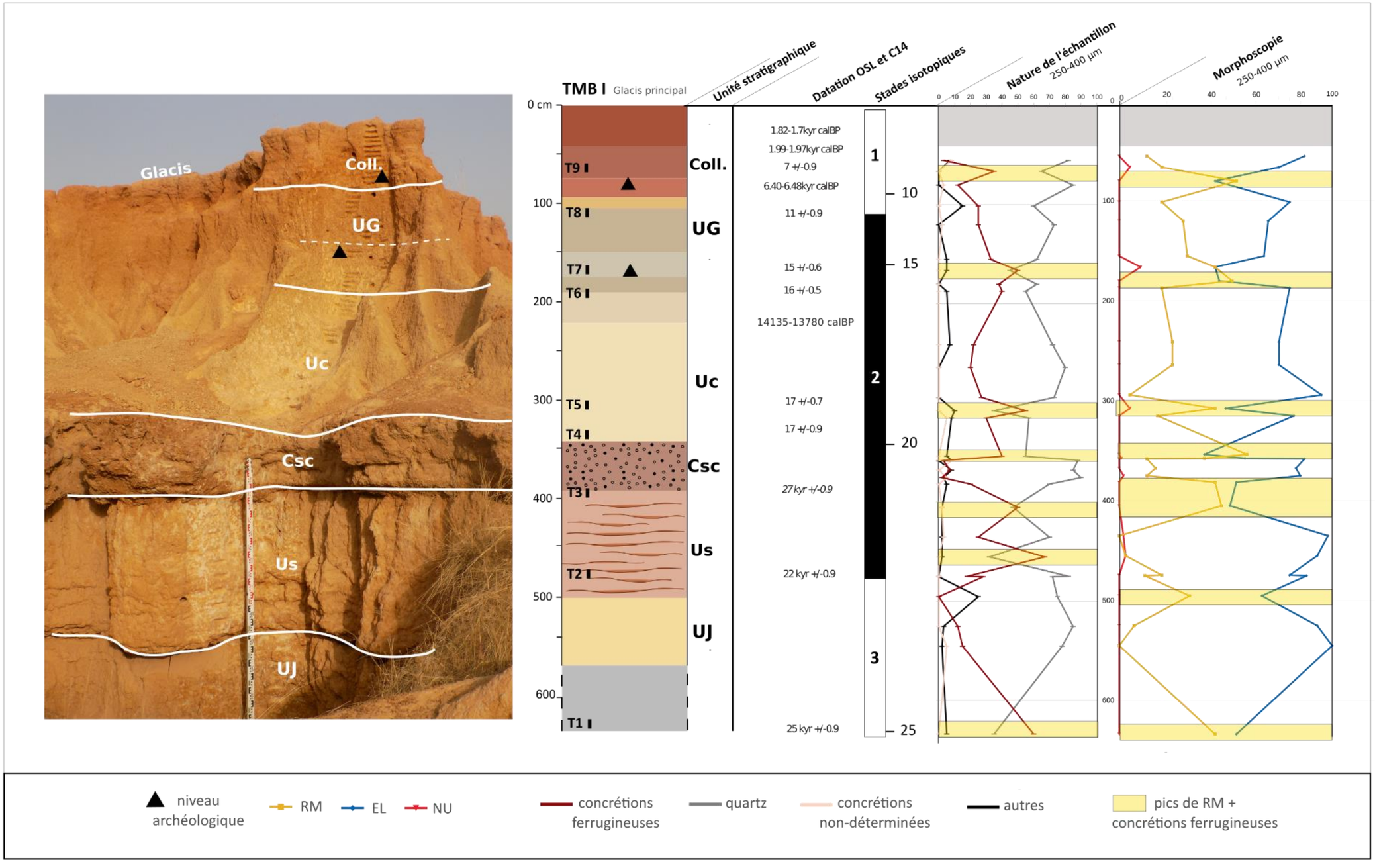


Figure 141 : *synthèse des analyses morphoscopiques TMB1*

Coll : colluvions limoneuses ocre-rouge compacts ; **UG :** limons à sables fins brun-gris à tâches rouille et ocre ; **UC :** limons très compacts à sables fins beiges blanchâtres ; **CSC :** chenal, cailloutis roulés dans une matrice sableuse cimentée ; **US :** stratification horizontale de limons fins et sables fins rouges ; **UJ :** limons brun-jaune homogènes à tâches ocre et grises

Si les grains de quartz continuent à dominer la composition des échantillons jusqu'en haut de notre séquence, on remarque deux pics de concrétions ferrugineuses au niveau de l'échantillon T7 et T9. Ces deux pics se remarquent d'autant plus que le taux de quartz est relativement stable sur presque trois mètres de dépôts sédimentaires. Le premier pic de concrétions ferrugineuses est situé au niveau de l'échantillon T7 qui correspond au niveau archéologique attribué au Late Stone Age. Le faciès de ces concrétions est particulier. Caractérisées par une nature homogène avec une couleur rouge vif qui interpelle (**Figure 143**), elles ne semblent par ailleurs pas particulièrement roulées. Le second pic de concrétions ferrugineuses est situé au niveau de l'échantillon T9, juste au-dessus du niveau archéologique Néolithique identifié, dans le niveau de colluvions supérieur. Elles ne présentent pas la couleur rouge des concrétions de l'échantillon T7 et semblent émoussées mais pas complètement roulées comme les concrétions de UJ (T1). La proximité des deux pics de concrétions ferrugineuses avec les niveaux archéologiques de la coupe TMBI est intéressante et pourrait être interprétée comme une augmentation des apports de versants liée au développement du ruissellement, peut-être associé à la présence humaine sur les berges. La planche photographique en **Figure 143** présente les différentes morphologies de grains évoquées pour les échantillons de la coupe Toumboura I.

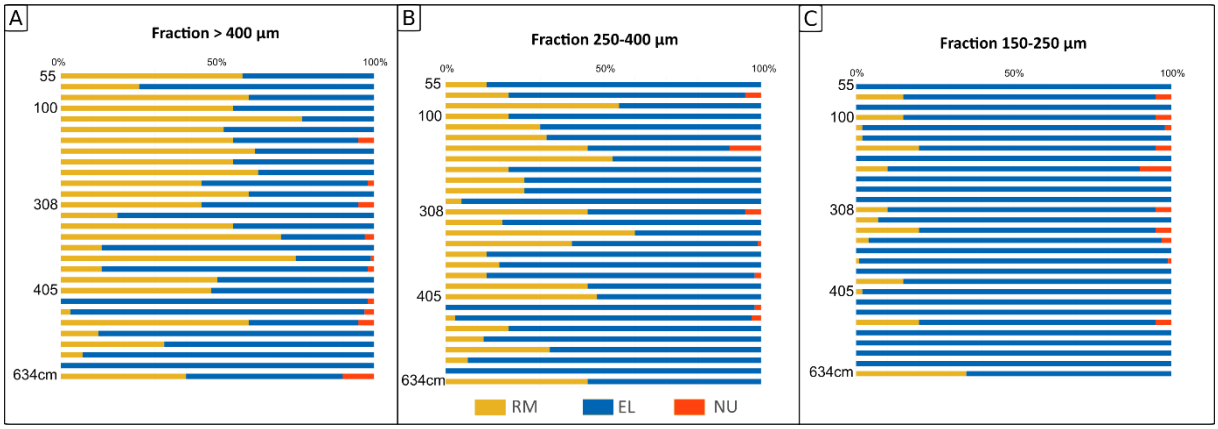


Figure 142: *analyses morphoscopiques de la coupe TMBI par fraction*

A : analyses morphoscopiques de la fraction supérieure à 400 µm ; **B :** analyses morphoscopiques de la fraction [250-400 µm] ; **C :** analyses morphoscopiques de la fraction [150-250 µm] ; **RM** : rond-mat ; **EL** : émoussé-luisant ; **NU** : non-usé

La morphoscopie de la coupe TMBI est dominée par la proportion des grains de quartz émoussés-luisants (**Figure 142**). On remarque d'emblée que la présence des grains ronds-mats fonctionne de manière parallèle avec les concrétions ferrugineuses. Ils sont quasiment toujours présents en bruit de fond et ils forment des pics dans les niveaux caractérisés par la surreprésentation des concrétions ferrugineuses (**Figure 141**). Inversement les grains de quartz émoussés-luisants caractérisent l'essentiel de la sédimentation. Deux conclusions se détachent :

(1) l'importance des grains de quartz émoussés luisants indique l'existence d'une plaine alluviale distale favorisant les apports longitudinaux, **(2)** des pulsations sont caractérisées par une augmentation des apports latéraux. L'ensemble de la courbe de morphoscopie des quartz fait bon écho à la courbe granulométrique et à la courbe de nature des échantillons : trois principales phases se détachent.

(1) De la base de la séquence à CSC : sur 2 m les grains émoussés-luisants dominent largement les échantillons de quartz. La base de US comporte un pic de grains ronds-mats qui annonce une certaine instabilité hydrosédimentaire.

(2) De la base de CSC (autour de -400 cm) et jusqu'à la base de l'unité UC (–300 cm), on dénombre trois pics de grains ronds-mats. Le premier pic est particulièrement important, il se situe à la transition US/CSC. Le second pic n'est représenté que par un échantillon mais la proportion de grains ronds-mats dépasse celle de grains émoussés-luisants, témoignant ainsi d'apports éoliens conséquents. La présence de ces ronds-mats au sein du dépôt de chenal CSC pose la question de la mise en place et de la temporalité de ce dépôt de chenal. Le dernier pic de ronds-mats intervient à la base de UC, autour de -300 cm.

(3) De la base de UC aux colluvions supérieures qui termine notre séquence sédimentaire : les courbes de grains de quartz ronds-mats et émoussés-luisants suivent la nature de l'échantillon : les émoussés-luisants dominent nettement les échantillons et les deux pics de ronds-mats s'intercalent à proximité des deux niveaux archéologiques.

Les courbes de la nature des échantillons et de morphoscopie semblent donc bien corrélées avec les RM et les concrétions ferrugineuses qui expriment les apports latéraux par colluvionnement ou par transport éolien, et les EL et les quartz qui expriment les apports longitudinaux (avec un transport alluvial sur des distances qui favorisent l'altération des minéraux les plus fragiles et la conservation des quartz plus résistants).

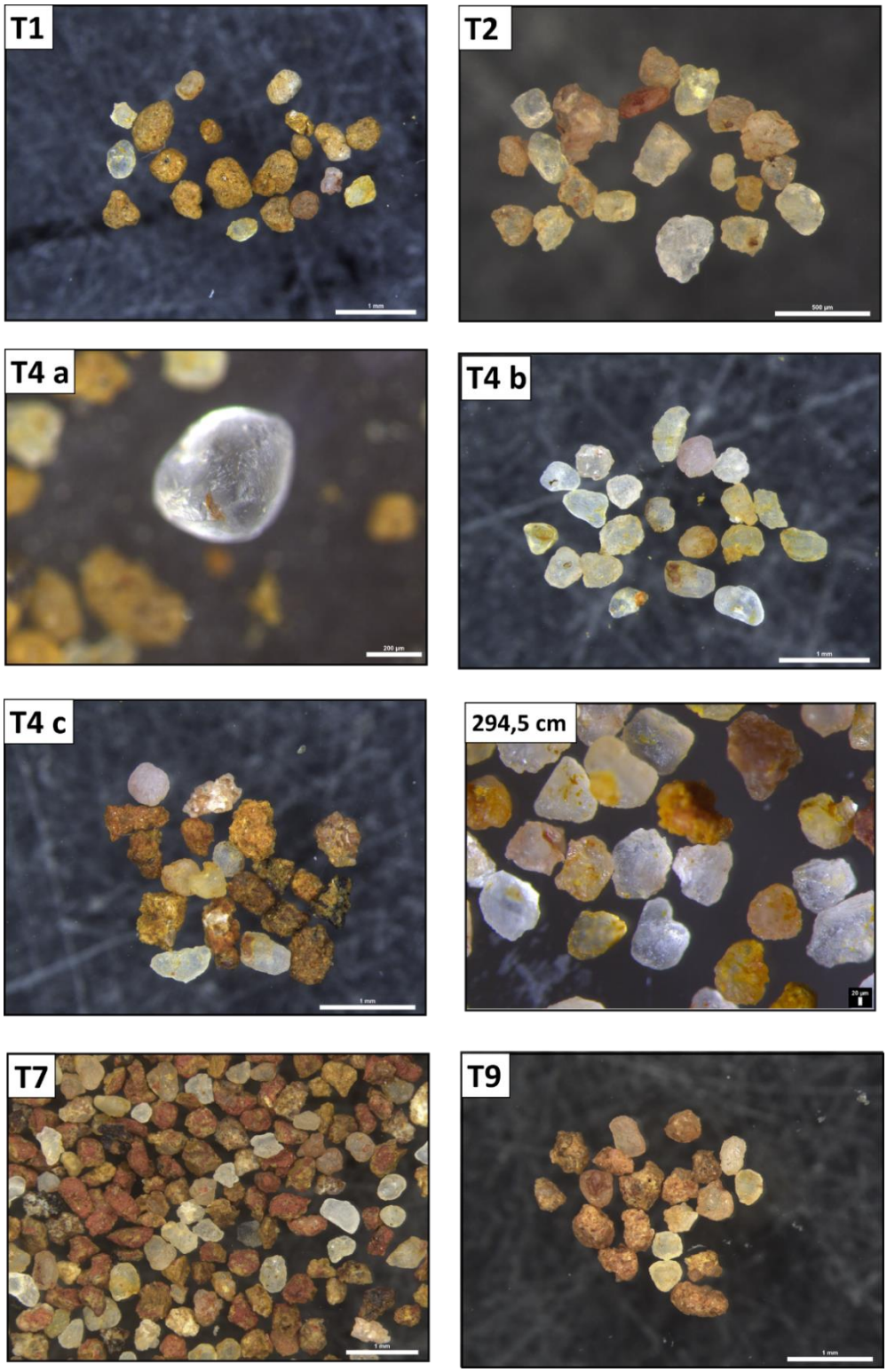


Figure 143 : *planche photographique des échantillons de la coupe TMBI*

T1 : photo d'un comptage de 20 grains pour la nature de l'échantillon T1, les concrétions ferrugineuses présentent un faciès très roulé ; **T2 :** photo d'un comptage de 20 grains pour la morphoscopie ; **T4a :** exemple de RM de l'échantillon T4, il présente des marques de surface typiques d'un transport éolien ; de l'échantillon T2, les quartz présentent un faciès d'EL ; **T4b :** photo d'un comptage de 20 quartz pour la morphoscopie de T4, les quartz présentent un mélange de faciès de RM et de EL ; **T4c :** photo d'un comptage de 20 grains pour la nature de l'échantillon T4, avec les concrétions ferrugineuses de natures différentes et très peu roulées ; **294,5 :** vue générale de quartz émoussés luisant majoritaires et de concrétions ferrugineuses anguleuses ; **T7 :** vue générale de l'échantillon avec son importante proportion de concrétions ferrugineuses très rouges ; **T9 :** photo d'un comptage de 20 grains pour la nature de l'échantillon T9

9.1.2.3 Nature des argiles et analyses géochimiques

L'étude des minéraux argileux par DRX sur 10 échantillons a permis de se faire une première idée des potentialités de cette méthode pour l'étude des paléoenvironnements en milieu soudano-sahélien. Malgré le petit nombre d'échantillons, quelques remarques simples sur les résultats dégagés expriment un bon potentiel (**Figure 144).**

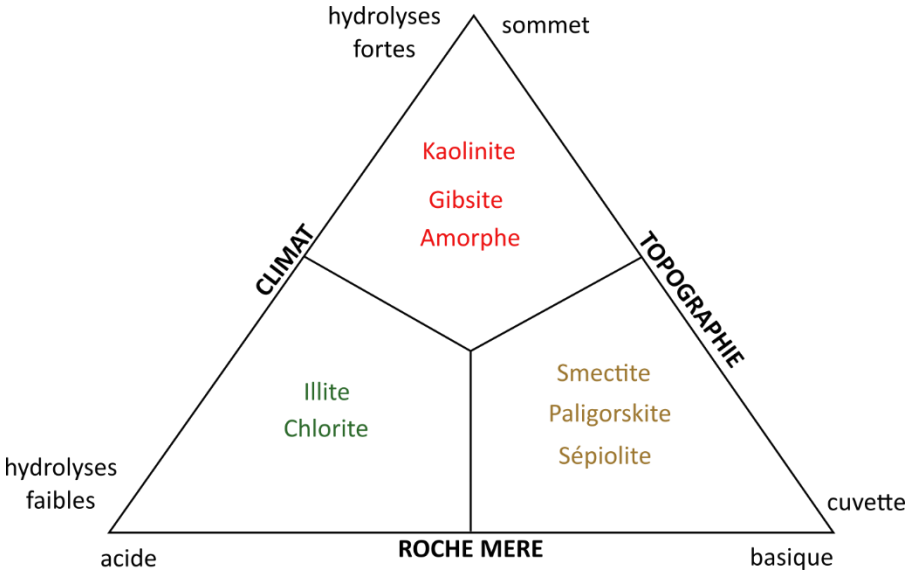


Figure 144 : *schéma synthétique des types de phyllosilicates formés au cours de l'altération* (Tucker, 1981)

Quatre principaux résultats apparaissent :

(1) L**a kaolinite domine l'ensemble des échantillons.** Ce type de minéral argileux est néoformé (une hydrolyse poussée entraine une dégradation du minéral d'origine et la formation de kaolinite), processus qui nécessite un sol lessivé, bien drainé. Le domaine climatique de prédilection pour la formation de la kaolinite est le domaine subtropical, tropical ou même équatorial (Allen, 1997). Dans notre zone d'étude, d'après l'observation du fonctionnement climatique actuel, l'alternance saisonnière et l'intensité des pluies lors de la saison humide évoque ce lessivage des sols à l'origine de la formation de kaolinite. L'autre hypothèse qui expliquerait la présence systématique de kaolinite est la composition du substrat dont sont issus les minéraux. Un lessivage actif va engendrer une hydrolyse particulièrement efficace sur les minéraux fragiles dont la dégradation va être plus rapide. L'analyse DRX sur minéraux non argileux révèle l'omniprésence des quartz, des minéraux très résistants, mais également la présence de feldspath, des minéraux très sujets à l'altération chimique. Leur abondance pourrait expliquer la présence de kaolinite dans tous les échantillons étudiés.

(2) La chlorite est totalement absente du cortège minéralogique. Ce minéral, tout comme l'illite, fait partie des argiles héritées. Formés dans un environnement ou l'altération est faible et essentiellement de type mécanique, les minéraux sont très proches de ceux observés dans la roche mère. On les trouve donc plutôt dans des environnements et sous des climats peu agressifs. Le lessivage des sols évoqué plus haut et la présence de kaolinite paraît donc incompatible avec la présence de chlorite.

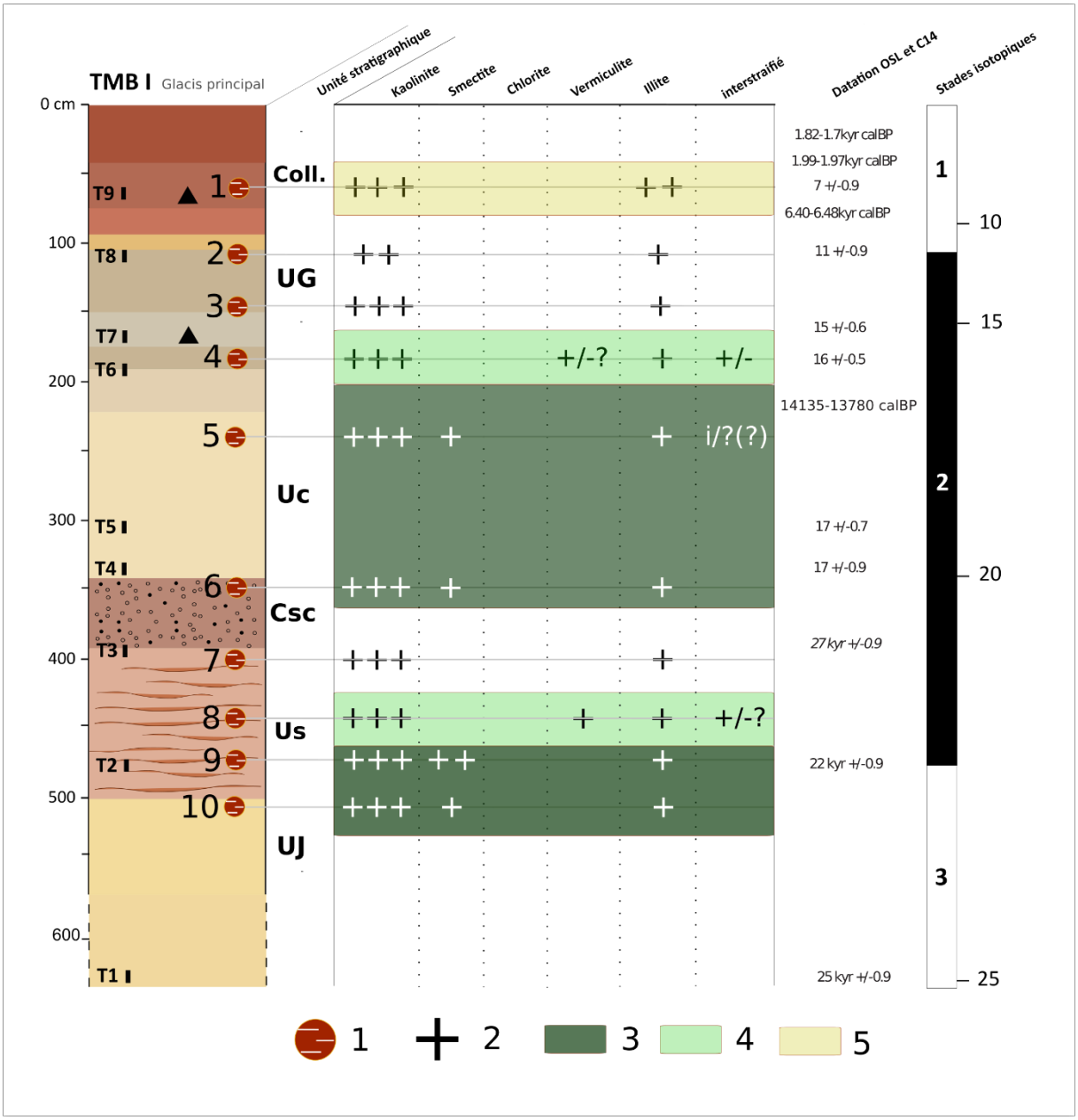


Figure 145 : *synthèse des analyses DRX sur les minéraux argileux de la coupe TMBI*
1 : échantillons analysés ; **2 :** présence d'argile de type : **3 :** smectite ; **4 :** couple vermiculite / interstratifiées ; **5 :** illite

(3) La smectite est présente dans 4 échantillons (10-9 et 6-5). L'échantillon 10 se situe au contact entre l'unité U_J et U_S, l'échantillon 9 est dans le premier tiers de l'unité U_S. L'échantillon 6 se situe au contact de l'unité C_{SC} et de l'unité U_C et l'échantillon 5 se situe dans

le tiers supérieur de l'unité U_C. Si la résolution de l'analyse est trop faible pour affirmer que ces deux binômes d'échantillons constituent des phases distinctes, on remarque toutefois que la présence de smectites qui les caractérise est relativement localisée sur la séquence sédimentaire. La smectite est un minéral argileux néoformé qui se développe dans les sols mal drainés des milieux confinés et plutôt alcalins (Pédro, 1984). Le domaine climatique de prédilection pour la formation de la smectite est le domaine méditerranéen ou subtropical. Leur présence dans certains échantillons localisés pourrait exprimer un environnement relativement humide mais de manière irrégulière (avec une saisonnalité marquée par exemple), où certaines zones de cuvettes restent temporairement immergées, créant des espaces de confinement et favorisant la formation totale ou partielle de smectites, rappelant les processus de vertisolisation.

(4) Deux échantillons comportent le couple vermiculite / interstratifiés. Là encore la représentativité de cette donnée est très limitée en raison du petit nombre d'échantillons analysés. Cependant ces deux minéraux argileux se forment dans des environnements spécifiques. La vermiculite est un minéral argileux fréquent en zone tempéré humide ou l'altération est modérée, de même que les interstratifiés qui témoignent d'une dégradation ou d'une transformation partielle des matériaux. Les deux échantillons concernés sont situés après les échantillons qui comportent de la smectite. La présence de vermiculite notamment pourrait évoquer l'existence d'un environnement frais expliquant la faiblesse de l'hydrolyse.

(5) L'illite est présente dans tous les échantillons. Ce minéral argileux est hérité et considéré comme un minéral ubiquiste.

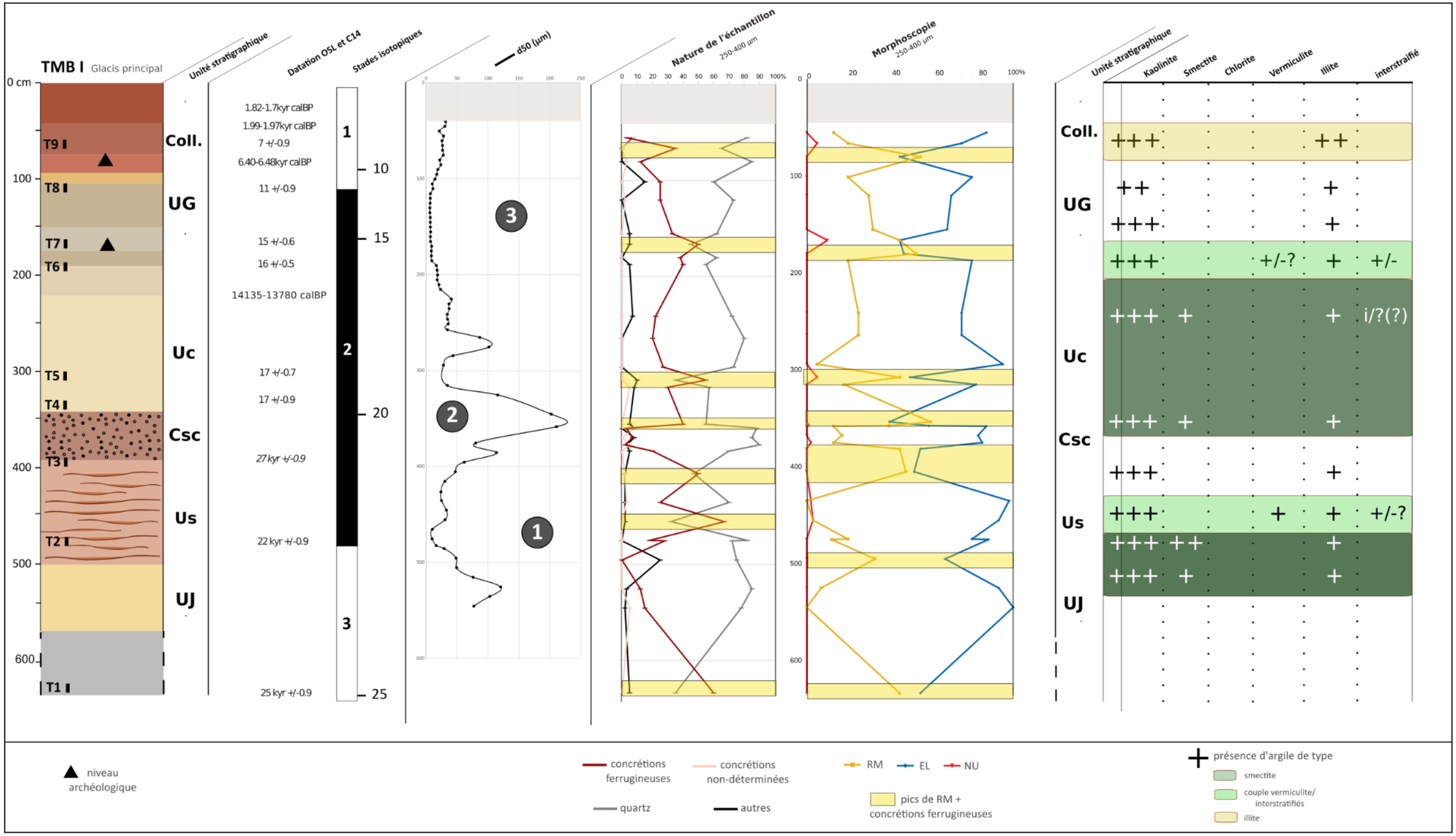


Figure 146 : *figure de synthèse de l'ensemble des résultats des analyses sur la coupe TMBI.*

1 : Phase 1, des limons de débordements dans une plaine alluviale fraiche régulièrement en eau; **2 :**Phase 2**,** une instabilité de l'hydrosystème visible sur tous les indicateurs traduisant éventuellement le passage d'un environnement sec à un environnement plus humide; **3 :** Phase 3, à nouveau des limons de débordements dans une plaine alluviale fraîche

9.1.2.4 Interprétation de la séquence de Toumboura

L'ensemble des résultats nous permet tout d'abord de confirmer l'existence depuis au moins 25 ka BP d'une dynamique générale d'aggradation alluviale, interrompue par des pulsations qui semblent témoigner d'une ambiance plus sèche. On peut distinguer trois grandes phases numérotées sur la **Figure 146**:

(1) La première phase présente à la base de la séquence sédimentaire de Toumboura I est caractérisée par l'unité fine U_J. Cet épisode est caractérisé par une sédimentation alluviale. La granulométrie est fine et les grains de quartz à la morphologie émoussés-luisants dominent les échantillons (**Figure 146**). Les conditions sont relativement stables à la fin du stade isotopique 3 et à la transition avec le stade isotopique 2 (25 ka à 20 ka environ). Un environnement de large plaine d'inondation régulièrement en eau dans une ambiance climatique fraîche, accueille des dépôts fins sous forme d'importants épandages sédimentaires.

(2) La seconde phase identifiée correspond à un épisode relativement court (21 ka – 17 ka environ) d'instabilité de l'ensemble du système hydrosédimentaire. L'ensemble des indicateurs attestent de modifications brutales et courtes que nous avons appelé pulsations. On peut envisager que ces instabilités soient engendrées par des conditions de transition d'un environnement plus sec vers un environnement plus humide. Les pics de grains ronds-mats alternants avec les pics de grains émoussés luisants, corrélés avec la présence du dépôt grossier CSC (**Figure 146**), évoque des épisodes de pluies torrentielles intervenant après des épisodes secs. Les sols asséchés et fragilisés, non protégés par un couvert végétal probablement peu dense voire absent, s'érodent plus facilement et fournissent un matériel plus grossier.

(3) La troisième phase identifiée est caractérisée globalement par une aridification graduelle dans des conditions à nouveau plus stables. La base de l'unité UC (17 ka BP environ) témoigne d'un épisode cours plus humide qui achève la séquence instable de dépôt de l'unité CSC. Les dynamiques alluviales dominent toujours dans la vallée mais les indicateurs indiquent une augmentation des apports de versants à travers les grains ronds-mats ou les concrétions ferrugineuses (**Figure 146**) qui évoquent un démantèlement accru des cuirasses ferrugineuses par le ravinement et l'érosion latérale.

Le croisement de ce premier scénario avec les autres coupes du secteur permet d'affiner ce phasage.

9.1.3 Les autres coupes et sondages ponctuels

Dans les ravinements de Toumboura, d'autres secteurs ont été prospectés et nous permettent d'étendre spatialement la première lecture paléoenvironnementale permise par l'étude de Toumboura I (**Tableau 15**).

Coupe	Echantillon	OSL	Granulométrie	Phytolithes	Morphoscopie
TMBII	T11	29±2	+	+	/
	T10	34±3	+	+	/
TMBII "face à la butte"	T13	14±1	+	+	/
	T12	18±2	+	+	/
TMBIII	T16	27±2	+	+	+
	T15	33±3	+	+	+
	T14	35±3	+	+	+

Tableau 15 : *synthèse des analyses réalisées sur les sondages ponctuels des ravinements de Toumboura*

+ : échantillon analysé ; **/ :** échantillon non analysé

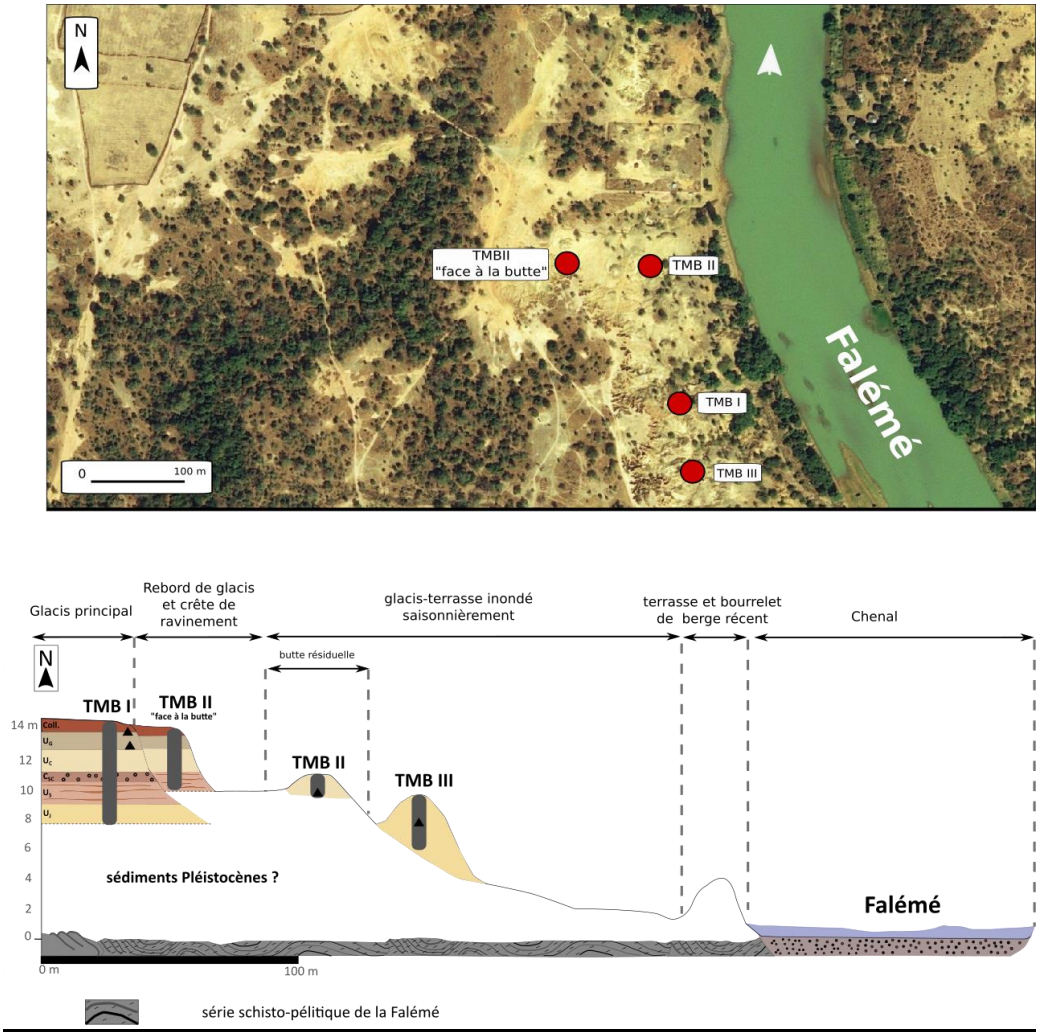


Figure 147: *Localisation et transect des ravinements de Toumboura avec les coupes TMB II, TMB II face à la butte et TMB III par rapport à la séquence de référence TMBI*

Le site Toumboura II a été mis au jour en 2013 à l'occasion d'une prospection pendant laquelle de nombreux artefacts ont été découverts. Les fouilles ont eu lieu en 2014 (Huysecom et al., 2015). Ce site est localisé au niveau d'une butte résiduelle dans le glacis terrasse de substitution saisonnièrement en eaux **Figure 148.** La première année, des artefacts ont été découverts au pied de cette butte, et les fouilles ont révélé par la suite un ensemble lithique stratifié d'une dizaine de centimètres. Deux échantillons ont été prélevés en vue de datations OSL : T10 a été estimé à 34±3 ka et T11 à 29±2 ka, représentant ainsi les dynamiques du stade isotopique 3. L'unité stratigraphique caractérisée sur le terrain a été attribuée à l'unité UC. Les relevés topographiques réalisés en février 2018 tout comme les dates OSL semblent plutôt désigner UJ comme unité stratigraphique d'appartenance. Les analyses phytolithiques réalisées par Aline Garnier confirment d'ailleurs cette corrélation. L'assemblage de phytolithes des échantillons T10, T11 et T1 (Toumboura I) témoignent d'une végétation relativement ouverte dans des conditions probablement plus fraiches et plus sèches. Ces résultats concordent avec la tendance qu'on devine à partir de l'étude de Toumboura I. Peu d'échantillons témoignent de UJ mais une tendance à l'augmentation des RM et des concrétions ferrugineuses sur TMBI converge vers les résultats phytolithiques. UJ témoigne dans l'ensemble d'une ambiance plus sèche ou les apports éoliens sont bien représentés par rapport aux apports alluviaux, le faible couvert végétal participe à la fragilisation des sols et à l'augmentation des concrétions ferrugineuses.

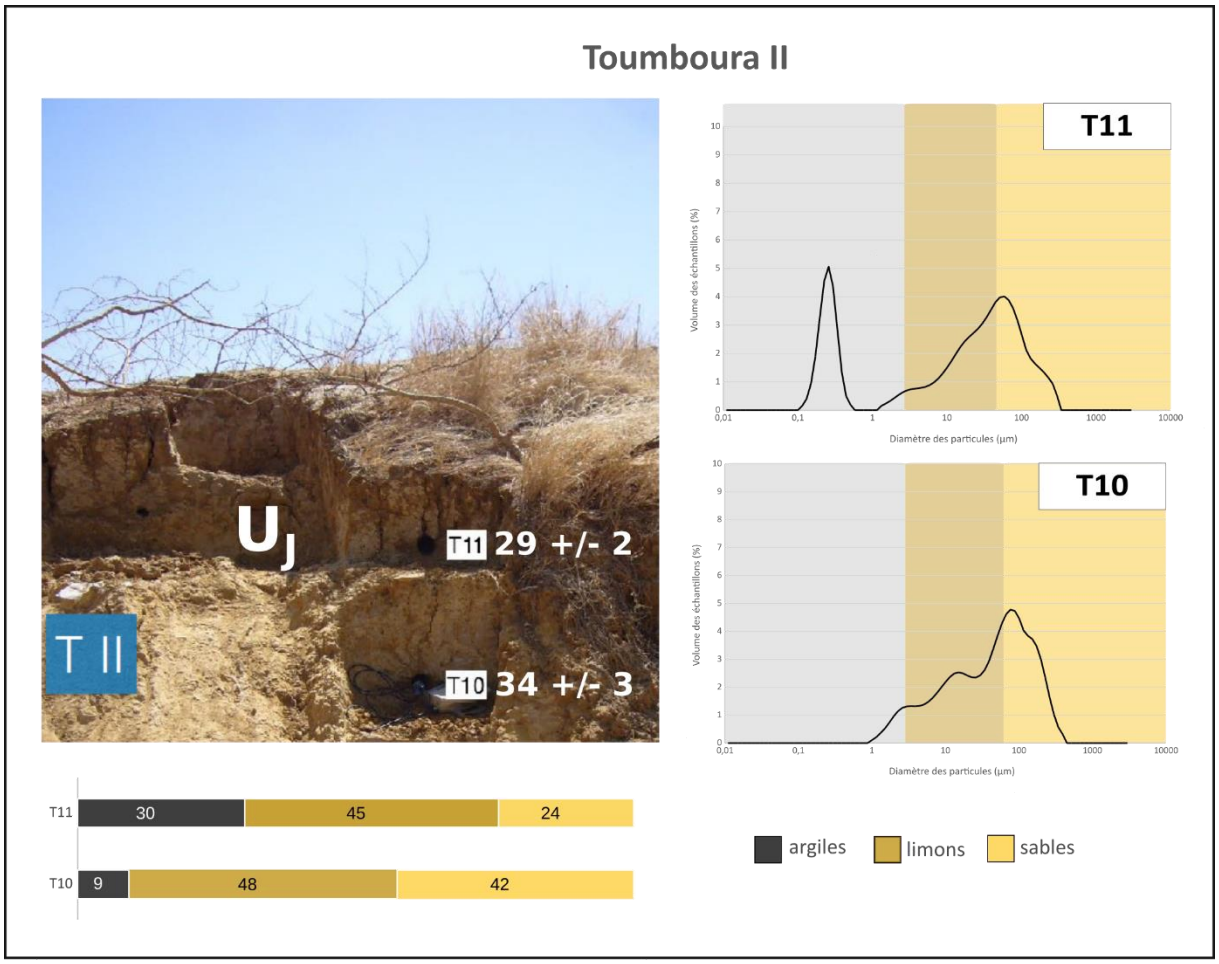


Figure 148 : *synthèse des résultats pour le site TMB II*

<u>Le site Toumboura III</u> a été découvert en 2014 lors de prospections. Une pièce bifaciale cassée attribuée au Middle Stone Age et associée à des multiples éclats de façonnage a été mis au jour dans un contexte de butte résiduelle située sur le glacis terrasse de substitution saisonnièrement en eau. Des fouilles en 2015 ont permis le prélèvement de trois échantillons en vues de datations OSL (Huyseom et al., 2016). L'échantillon T14 a été estimé à 35±3 ka, l'échantillon T15 à 33±3 ka et T16 à 27±2 ka (**Figure 149**). Ce site est donc également corrélé à l'unité UJ, témoin du stade isotopique 3. Le niveau archéologique le plus dense se situe au niveau de l'échantillon T15.

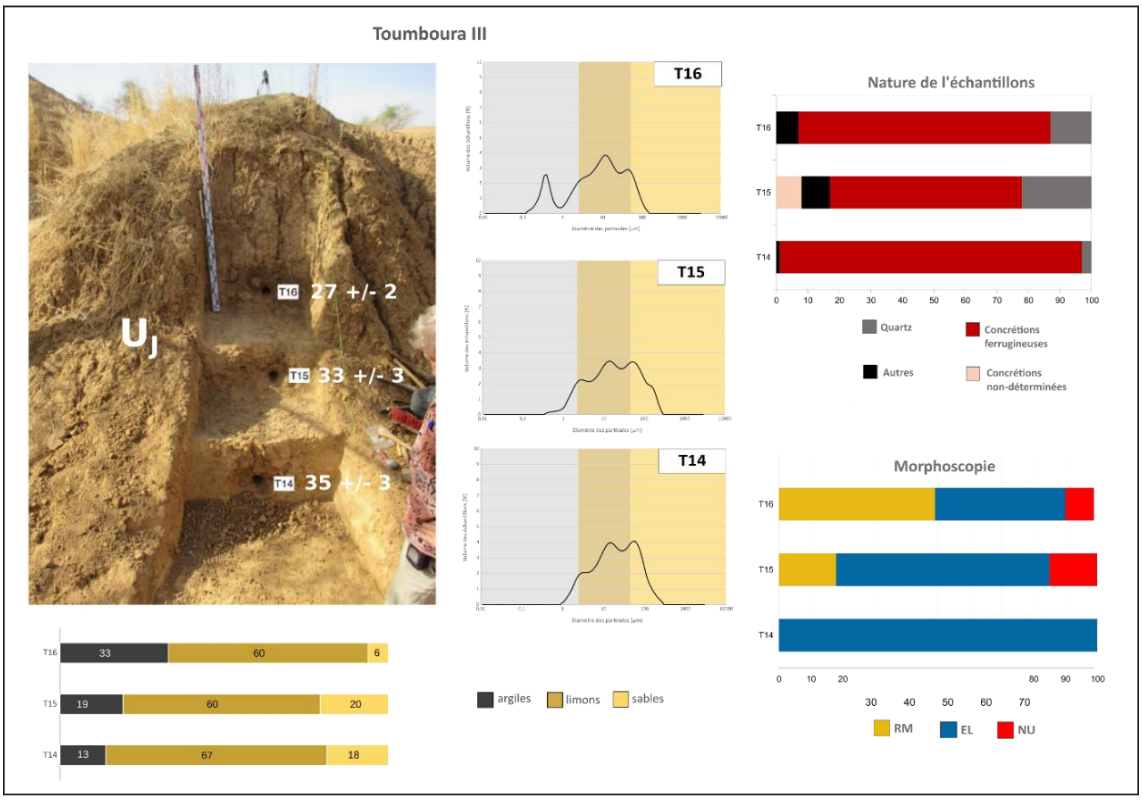


Figure 149 *: synthèse des résultats pour le site TMB III*

Les caractéristiques granulométriques du sédiment sont proches des échantillons de TMBII attribués également à UJ. La proportion de sables diminue tandis que les argiles et les limons augmentent en approchant de la transition entre le stade isotopique 3 et le stade isotopique 2. L'analyse concernant la nature des échantillons montre que les concrétions ferrugineuses sont globalement très présentes, ce qui nous rapproche de l'échantillon T1 de TMBI et de la tendance qu'on observe à la base de TMB I. Leur faciès ocre et très roulé est d'ailleurs identique comme on a pu le remarquer en comptant les minéraux à la loupe binoculaire (**Figure 150**-T16). Cela confirme l'homogénéité sédimentaire de UJ dans les ravinements de Toumboura.

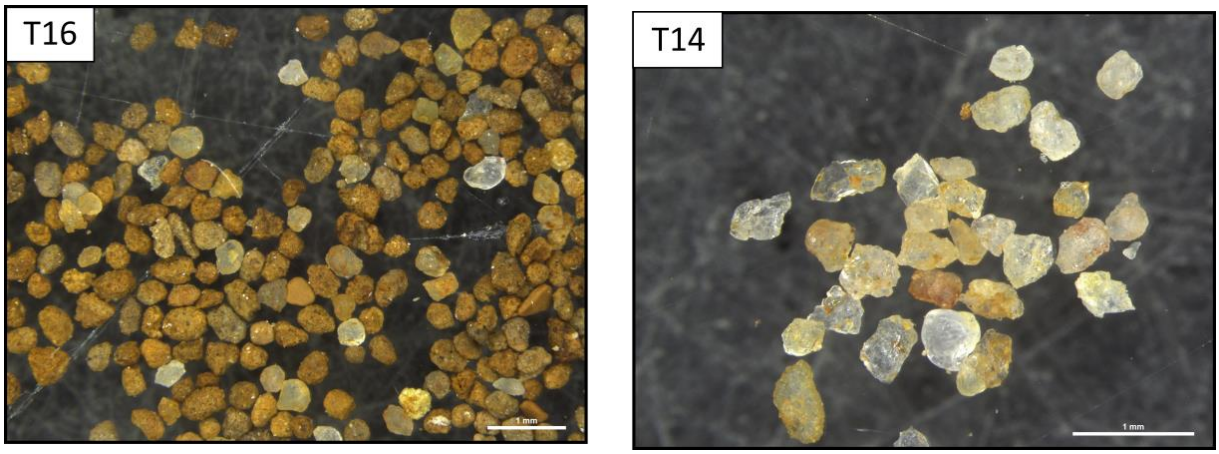


Figure 150 : *photos à la loupe binoculaire des fractions 250-400 µm de deux échantillons du site TMBIII*

T16 : cette vue d'ensemble met en lumière l'importante proportion de concrétions ferrugineuses par rapport aux quartz ainsi que leur faciès homogène et très roulé qui rappelle les concrétions de T1 (TMB I) ; **T14 :** photo des quartz de l'échantillon T14 constitué d'après nos comptages uniquement de grains émoussés luisants.

La morphoscopie des quartz en revanche présente des résultats un peu différents. T14 ne comporte que des grains de quartz émoussés-luisants (**Figure 150**-T14). Les échantillons suivants (T15 et T16) présentent en revanche une petite proportion de grains de quartz ronds-mats qui augmentent considérablement, ce qui semble aller à l'encontre des observations effectuées sur TMBII et TMBI, ainsi que des résultats granulométriques de TMBIII. Le nombre d'échantillons étudiés est encore insuffisant pour aller plus loin dans la compréhension des données morphoscopiques. Les analyses phytolithiques ont été réalisées sur les échantillons T14 et T15 et T16. Les résultats attestent d'une affirmation des espèces de graminées manifeste entre l'échantillon T14 et l'échantillon T16 (27±2 ka BP), tandis que l'échantillon T14 livre plutôt des phytolithes de végétation humides, qui invitent à envisager un couvert végétal relativement fermé. L'observation de T15 à la loupe binoculaire a permis d'observer des carbonates, dont la présence a été confirmée par un test de réaction chimique à l'acide chloridrique. L'ensemble des résultats sur l'échantillon T15 et la présence d'un pic de matériel archéologique au niveau de ce même échantillon permet d'envisager la présence d'un ancien niveau de sol. Ces résultats permettent d'envisager l'évolution climatique de la fin du stade isotopique 3 avec un milieu relativement fermé et humide au moins temporairement autour de 35 ka BP, qui évolue vers des conditions plus arides et sèches dans le dernier horizon de UJ (T1 vers 25 ka BP).

Le site de Toumboura II « face à la butte » a fait l'objet d'une coupe et de deux prélèvements en vue de datations OSL en 2015. Le site est localisé au niveau du rebord de glacis, dans les draperies formées par l'érosion. Sur le terrain ont été identifiées les unités USsup, UC et UG et

un très mince niveau de colluvions intensément érodé. L'échantillon T12 a été estimé à 18±2 ka BP et l'échantillon T13 à 14±1 ka BP. Ces deux échantillons représentent donc le stade isotopique 2. L'échantillon T12 comporte plus de 60% de limons et une petite proportion de sables ce qui le corrèle bien à l'unité US de TMBI et notamment à l'histogramme granulométrique de T3 qui représente la passée limono-sableuse de US. L'échantillon T13 présente en revanche près de 60% de sables. Le mode supérieur à 100 µm très nettement visible sur l'histogramme le rapproche des échantillons de la coupe TMBI situés dans l'horizon supérieur de UC (**Figure 151**– autour de 250 cm de profondeur). Les analyses phytolithiques sur ces échantillons se corrèlent bien avec les résultats granulométriques. T12 témoigne d'un environnement fermé mais dans des conditions climatiques encore relativement sèches. L'échantillon T13 en revanche témoigne d'une végétation franchement très ouverte et de conditions fraîches dans un environnement sec voir aride. Ces données remettent en question les attributions stratigraphiques. Selon la corrélation des dates, des analyses phytolithiques et granulométriques avec les résultats de TMBI, l'échantillon T13 correspondrait plutôt à la base de l'unité UG ou à une transition UC-UG.

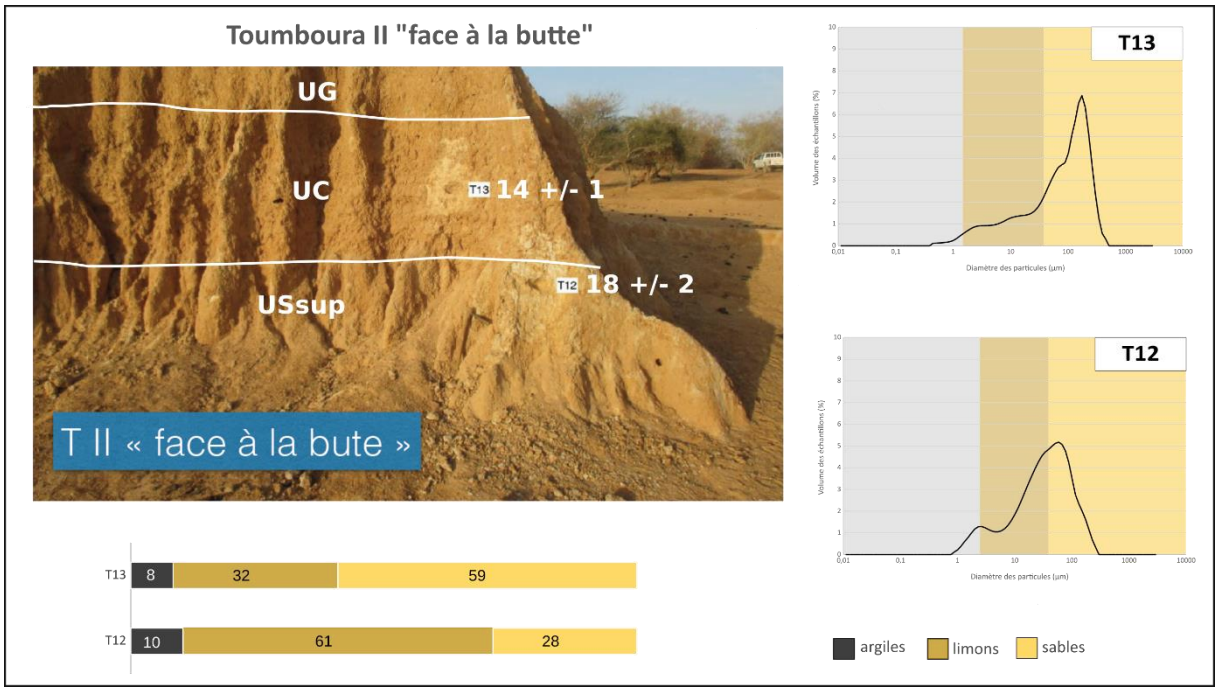


Figure 151 : *synthèse des résultats pour le site TMBII „face à la butte"*

L'ensemble de ces résultats plus ponctuels, corrélés à ceux de la coupe Toumboura I, nous permet toutefois de mieux caractériser les unités sédimentaires et d'augmenter la résolution de notre compréhension des évolutions paléoenvironnementales au pléistocène supérieur.

9.1.4 Les temps forts du système morphogénique

Les résultats de l'étude de TMBI nous ont permis de dégager trois grandes phases climatiques distinctes. L'ensemble des échantillons des ravinements de Toumboura nous permet de préciser chacune de ces phases.

(1) De 35 ka BP à 23 ka BP – stade isotopique 3
(2) De 23 ka BP à 17 ka BP – début du stade isotopique 2
(3) 17 ka à 9 ka BP

P1 : de 35 ka BP à 23 ka BP – stade isotopique 3. La tendance générale de cette phase reste dominée par une ambiance fraîche et des dynamiques alluviales dans un environnement de large plaine d'inondation, permettant d'épais épandages de sédiments fins. Dans cette ambiance générale, on distingue cependant trois temps différents :

P1.1 35 à 29 ka BP (T14, T15) - Des conditions environnementales relativement humides :
Les échantillons de la coupe TMBIII ont livré les sédiments les plus anciens des ravinements de Toumboura. Ils ont été rattachés à l'unité UJ mais présentent des caractéristiques spécifiques. Ils témoignent d'une première phase de dépôt de limons dans une ambiance végétale relativement fermée, avec localement une végétation de zone humide, même temporaire. Pour ces deux échantillons, la morphoscopie a révélé une importante présence de grains de quartz émoussés-luisants qui confirme cette première phase relativement humide au stade isotopique 3. Le niveau archéologique attribué au Middle Stone Age de TMBIII s'insère dans cette unité (T15). Ce site s'est donc développé à proximité de la rivière, dans un environnement humide potentiellement inondé saisonnièrement.

P1.2 29 à 23 ka BP (T16-T1-T10-T11) – Un processus d'aridification qui met un terme à la relative humidité

La date finale de cette deuxième phase n'est pas arrêtée. Elle correspond à l'unité UJ étudiée notamment sur la coupe TMBI, soit la fin du stade 3. Les analyses morphoscopiques permettent d'observer un pic de RM et de concrétions ferrugineuses fortement roulées (T1et T16), invitant à envisager une ouverture du milieu dans une ambiance plus sèche pour la dernière phase de dépôts de l'unité UJ. Les analyses phytolithiques sur les échantillons T10, T11 et T1 attestent également de cette ouverture de la végétation et des conditions climatiques plus sèches et plus fraîches qui s'installent.

P2 : De 23 ka BP à 17 ka BP – début du stade isotopique 2. Cette deuxième phase est plus courte et caractérisée par l'unité grossière CSC qui vient interrompre les épandages de sédiments fins caractéristiques des périodes précédentes. Globalement, cette phase correspond à un épisode d'instabilité climatique et environnementale.

P2.1 23 à 21 ka BP - Des conditions fraiches et sèches s'installent progressivement dans un environnement de plaine alluviale de faible à moyenne énergie :

La date de début de cette phase n'est pas arrêtée mais la lecture stratigraphique de cette nouvelle phase est nette : elle correspond à l'unité US. Les analyses morphoscopiques révèlent que les quartz au façonnement alluvial reprennent le dessus et témoignent de la fin de la pulsation sèche de UJ. Les analyses phytolithiques sur l'échantillon T12 attestent d'un environnement qui se ferme mais dans des conditions climatiques encore relativement sèches. Au sein de l'unité US on observe la disparition des smectites et l'apparition du couple vermiculites/interstratifiés qui peut indiquer une évolution vers des conditions plus fraîches et sèches vers 21 ka. Le litage de cette unité observé sur le terrain invite également à envisager une succession de crues assez énergiques.

P2.2 21-17 ka BP. – Une période sèche ponctuée de réactivations hydrologiques brutales
Les délimitations temporelles de cet épisode de transition sont mal définies. Il correspond bien cependant à la transition de USsup et CSC. On note la sécheresse qui s'incarne par l'augmentation brutale de grains de quartz RM corrélée à l'augmentation de concrétions ferrugineuses. Il nous semble intéressant de souligner cet épisode mal daté mais probablement très court dans la mesure où il a pu créer un terrain favorable à l'importante décharge sédimentaire que constitue CSC. Cette ambiance aride soudaine a en effet pu engendrer une ouverture brutale du couvert végétal et une mise à nu des sols, corrélée à un assèchement important de ces derniers. L'ensemble de ces facteurs peut expliquer l'abondance du matériel sédimentaire mobilisé par le chenal que constitue la phase suivante. Les réactivations hydrologiques brutales s'illustrent à travers le niveau de chenal CSC. Ce niveau de chenal a été très bien observé dans la coupe TMBI. Un niveau similaire a été observé dans les ravinements de Toumboura, plus au nord de TMBI. Il correspond bien à un épisode de haute énergie qui entraîne une importante décharge sédimentaire. Les courbes de grains de quartz ronds-mats et émoussés-luisants présentent une forte instabilité pendant cet épisode. Cela semble confirmer

l'existence non pas d'un seul mais de plusieurs épisodes de crues majeures, qui interviennent après des épisodes secs et courts, favorisant le ruissellement sur les sols fragiles et l'érosion, le transport et le dépôt conséquent d'un matériel grossier. La réapparition de minéraux argileux de type smectite vers 20 ka BP n'est pas simple à interpréter. On peut envisager que certaines zones de cuvettes demeurent longuement en eau, favorisant la formation de ce minéral. La fin de cette phase est matérialisée par la base de l'unité UC avec un retour de conditions plus sèches. Ce retour à des conditions sèches s'incarne par le pic majeur de quartz RM et de concrétions ferrugineuses attesté autour de 17 ka BP. Il se peut que la durée de cet épisode soit probablement très réduite car les analyses phytolithiques ont révélé dans l'échantillon T5 la présence notable de bambous qui témoigneraient soit de la présence d'eaux stagnantes au moins saisonnièrement, et d'une végétation dense et humide, soit d'un biais taphonomique.

P3 : 17 ka BP à 9 ka BP

Cette grande phase couvre la fin du Pléistocène et la transition avec l'Holocène. On dispose dans ce secteur de très peu de données sur l'Holocène. La sédimentation de la transition Pléistocène-Holocène ressemble, par son caractère d'épandage très étendu, à la sédimentation précédent l'épisode de chenal CSC.

P3.1 17-15 ka BP - L'installation de conditions humides au sein d'un épisode stable :
Après l'épisode très sec identifié entre 21 et 17 ka BP, des conditions relativement humides s'installent et perdurent jusqu'environ 15 k BP. Cet épisode est caractérisé par une forme de stabilité au regard de l'ensemble des indicateurs : les courbes de grains de quartz émoussés-luisants et ronds-mats sont stables et les analyses géochimiques révèlent également une forme de stabilité des éléments, enfin les smectites restent présente à la base et en haut de l'unité UC. Cet épisode est caractérisé également grâce à l'étude des phytolithes de l'échantillon T5 qui indiquent la présence de bambous.

P3.2 15 ka BP - La réinstallation d'une ambiance aride :
Cet épisode est mal daté mais il se situe environ à 15 ka BP. Il se caractérise par un pic de quartz RM corrélé à un pic de concrétions ferrugineuses. Les courbes de fer et de silice des analyses géochimiques présentent également de légères variations rapides. Les données granulométriques n'affichent pas de modification remarquable mais on remarque toutefois une légère augmentation soudaine des sédiments argileux et limoneux au détriment des sables. Les analyses phytolithiques sur l'échantillon T6 indiquent un couvert végétal de moins en moins

dense dans lequel la proportion de bambous diminue, les conditions sont plus sèches. La correspondance de cet épisode avec le niveau archéologique proche de T7 questionne. On peut envisager ici que la variation de plusieurs indicateurs soit liée à la présence des sociétés humaines sur les berges de la Falémé. Ces occupations auraient en effet pu modifier très localement l'origine des apports dans la plaine d'inondation, et accentuer notamment les apports de versants comme l'indiquent les différentes analyses.

P3.3 14-9 ka BP - Des instabilités affectent le système :

Cet épisode qui témoigne de la transition Pléistocène-Holocène est caractérisée par une sédimentation essentiellement limono argileuse. Les quartz EL dominent toujours le cortège minéralogique mais la proportion de quartz RM est plus importante. Les dynamiques de colluvionnement prennent le pas sur les dynamiques alluviales, traduisant une balance remarquable d'une dynamique d'aggradation à une dynamique d'incision. L'aridification progresse pendant le Tardiglaciaire et la transition avec l'Holocène. Le chenal CSUP est le dernier témoin de cette transition, bien qu'une incertitude pèse sur la date OSL de 9 ka BP qui lui est attribué. Il semble témoigner, comme les dépôts du chenal CSC, d'une réactivation hydrologique brutale dans un environnement relativement sec et frais comme en témoigne la présence de vermiculite.

9.2 Le secteur de Missira

9.2.1 Présentation

Le secteur de Missira est situé en aval de Toumboura, sur la rive gauche, au sud-est du village éponyme installé sur le glacis-principal (**Figure 152**). Le secteur d'étude est constitué comme à Toumboura, de ravinements intenses mis en place par le ruissellement, et qui ont mis au jour des coupes naturelles dans les accumulations pléistocènes, ainsi que de grandes quantités de matériel archéologique. Trois coupes ont livré du matériel archéologique (Missira I, Missira III et Missira IV) Ce secteur est localisé en rive concave d'un lobe de méandre très développé, analysé pour l'étude de la foi de l'Holocène (Chapitre 8).

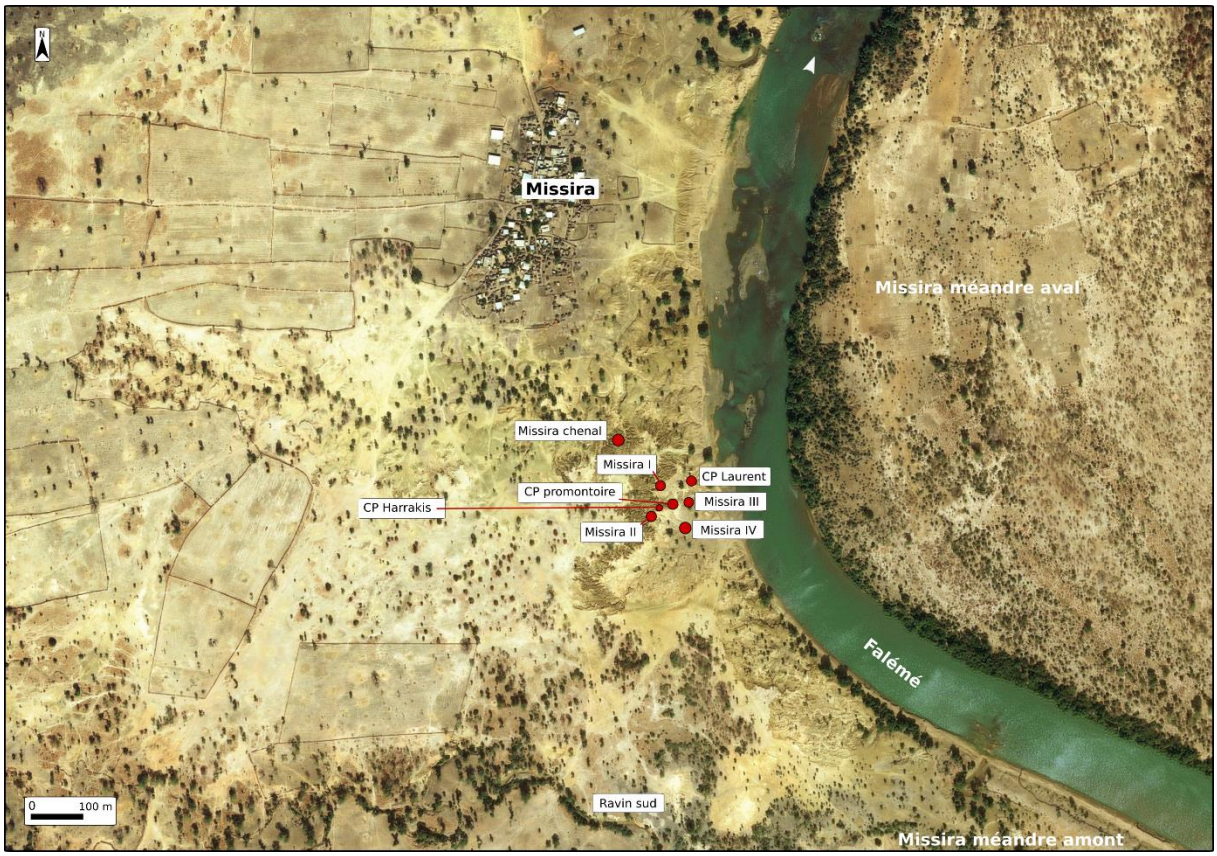


Figure 152: *localisation des ravinements de Missira et des principales coupes dont nous présenterons les résultats*

Figure 153 : *panorama des ravinements de Missira avec au* ***premier plan*** *le glacis-terrasse saisonnièrement en eau et des buttes résiduelles éparses, en* ***second plan*** *les crêtes de ravinements et les lambeaux développés dans les formations pléistocène, et en* ***troisième plan*** *le rebord du glacis partiellement érodé.*

L'organisation géomorphologique de ce secteur d'étude est proche de celle de Toumboura (**Figure 153** - **Figure 155**). On retrouve également, bordant la Falémé, des bourrelets de berges ou terrasses récentes qui délimitent un glacis-terrasse saisonnièrement en eau, ainsi qu'à proximité du village éponyme, des affleurement rocheux schisto-pélitique sur lequel repose les sédiments de l'unité sédimentaire UJ (**Figure 154**), déjà évoqués dans le temps précédent à la base de la coupe TMB I.

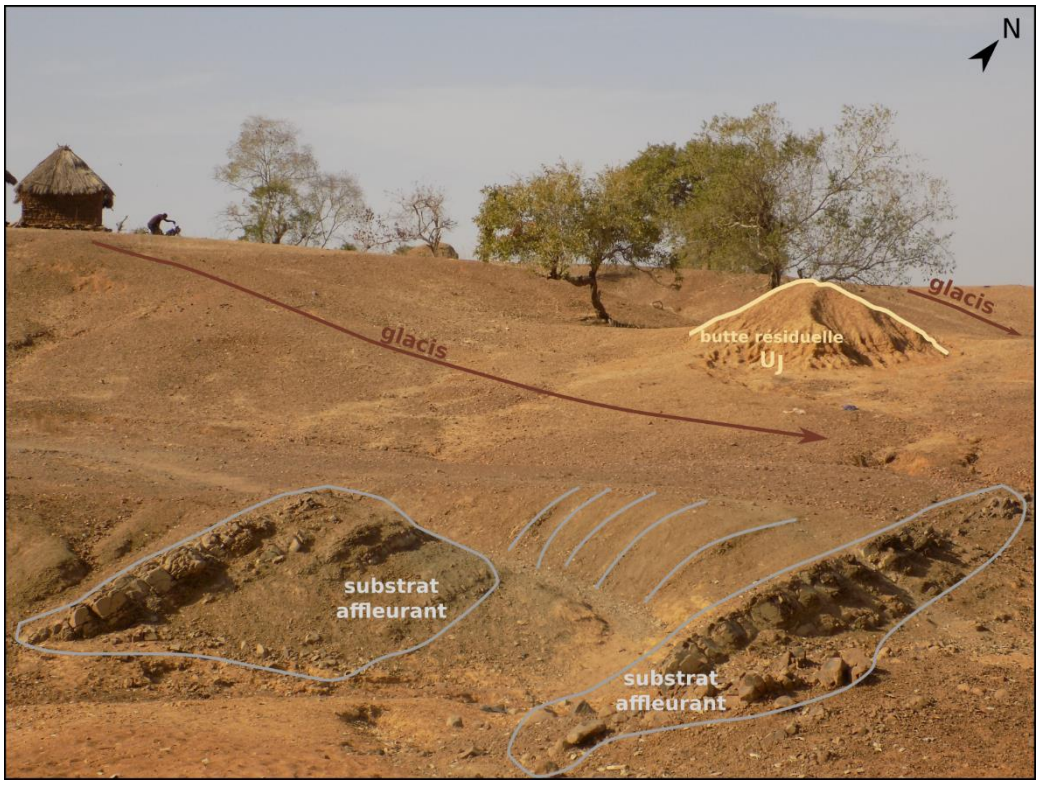


Figure 154: *à Missira, en direction du glacis donc plus loin du talweg actuel de la Falémé, on observe à l'affleurement le contact de l'unité UJ avec le substrat schisto-pélitique*

La coupe de référence pour ce secteur est Missira Promontoire. Sept autres coupes ont été réalisées soit le long du rebord du glacis principal, soit dans des buttes résiduelles. Dans ce secteur, un ravin latéral sud a également fait l'objet de prospections et d'une coupe.

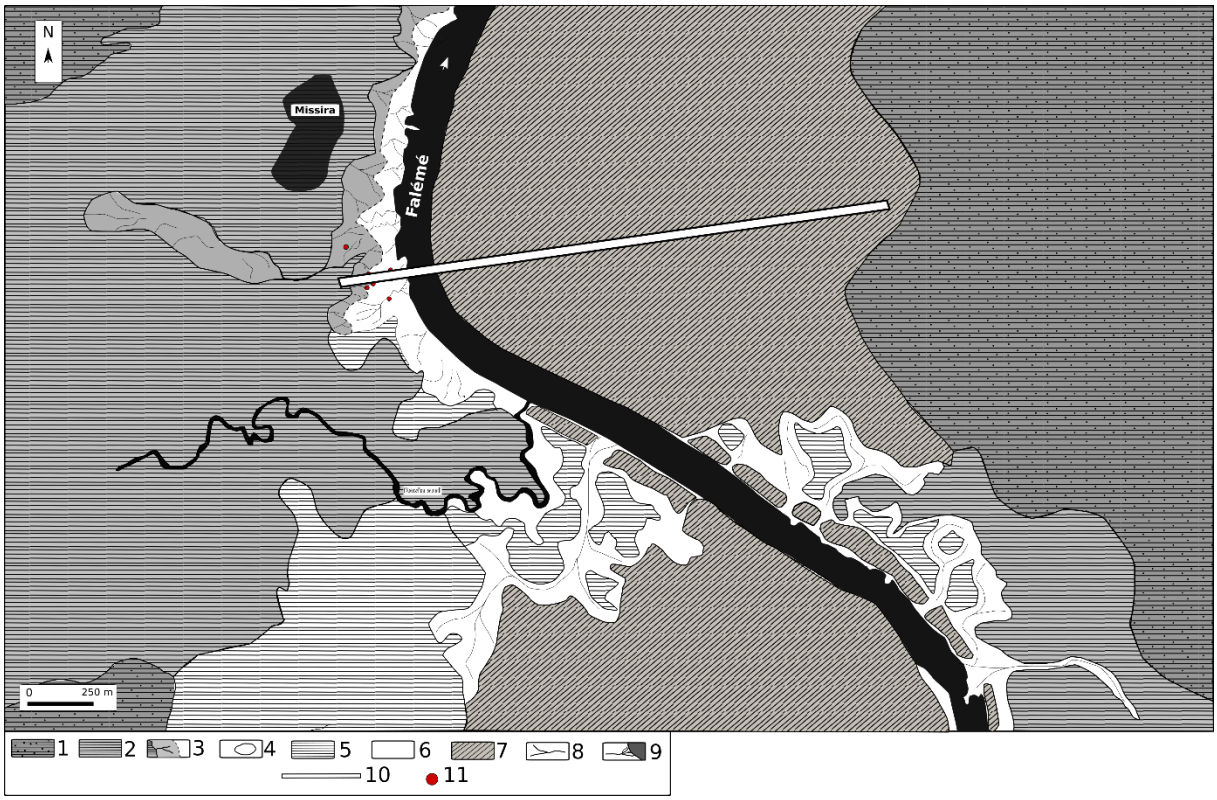


Figure 155: *carte géomorphologique du secteur de Missira*

1: *Glacis principal à couverture pédologique conservée;* ***2:*** *Glacis principal superficiellement érodé;* ***3:*** *Rebord de glacis et crêtes de ravinements développées dans les formations UG, UC, US;* ***4:*** *Butte résiduelle développée dans UJ (souvent recouverte en surface de nodules pédologiques de UG ou de pisolithes ferrugineux);* ***5 :*** *Glacis de substitution principal;* ***6:*** *Glacis-terrasse inondé saisonnièrement à l'arrière du bourrelet de berge;* ***7:*** *Terrasse et bourrelet de berge récent plus ou moins emboîtés dans les formations antérieures;* ***8:*** *Zone ou l'érosion domine: incision des ruisseaux et érosion par ruissellement en nappe à l'avant des glacis;* ***9:*** *Petits cônes de déjection des affluents latéraux de la Falémé ;* ***10 :*** *transect topographique ;* ***11 :*** *coupe*

secteur	échantillon	âge (ka)
Missira Ravin Sud	M1	63 ± 5
	M2	70 ± 6
	M3	31 ± 3
Missira I	M4	68 ± 5
	M5	50 ± 4
	M6	20 ± 2
	M7	18 ± 1
	M8	14 ± 1
Missira Coupe Laurent	M9	23 ± 2
	M10	31 ± 3
	M11	24 ± 3
	M12	21 ± 2
	M13	18 ± 1
Missira Coupe Promontoire	M14	17 ± 2
	M15	19 ± 2
	M16	17 ± 1
Missira Chenal	M17	17 ± 1
	M18	9,8 ± 0,8
Missira II	M19	40 ± 4
	M20	30 ± 3
	M21	21 ± 2
Missira III	M22	47 ± 4
	M23	37 ± 4
	M24	21 ± 2
Missira IV	M25	41 ± 3
	M26	57 ± 5
	M27	32 ± 3
	M28	0,7 ± 0,2
Harrakis	M29	19 ± 2
	M30	23 ± 2

Tableau 16: *totalité des datations OSL pour le secteur des ravinements de Missira (d'après Lebrun, 2018)*

Le cadre chronostratigraphique de ce secteur est largement renseigné par 30 dates OSL réalisées sur les échantillons des 9 coupes étudiées (**Tableau 16**). Malgré quelques inversions que nous évoquerons en détaillant les coupes, ces dates nous permettent de couvrir les dynamiques hydrosédimentaires du stade isotopique 4 (échantillon M2 de la coupe du ravin sud estimé à 70 ± 6 ka BP) aux dynamiques les plus récentes (échantillon M28 de la coupe Missira IV estimé à 0,7 ± 0,2 ka BP). Pour ce secteur sur lequel 30 dates sont réparties sur de nombreuses coupes, la multiplication des coupes et des dates en différents points des ravinements nous permet une approche plus spatiale des dynamiques hydrosédimentaires.

9.2.2 Missira Promontoire : la séquence de référence

9.2.2.1 Analyses stratigraphiques et granulométrie des sédiments

La coupe Missira promontoire est située dans les ravinements localisés au sud-est du village de Missira. Elle a été réalisée au niveau du rebord de glacis partiellement érodé, dans les fameuses draperies qui permettent d'accéder aux accumulations sédimentaires du pléistocène. Aucun matériel archéologique n'a été associé à cette coupe, sa seule visée étant donc d'aider la compréhension des dynamiques hydrosédimentaires. Cette coupe présente de nombreuses ressemblances avec la coupe Toumboura I décrite précédemment. Elle a donc été choisie comme coupe de référence pour ce secteur et ce sont sur ses échantillons qu'ont été réalisées l'essentiel des analyses de laboratoire. Trois échantillons ont été prélevés en 2015 en vue de datations OSL : M14, M15 et M16 respectivement estimés à 17±1 ka BP, 19±2 ka BP et 17±1 ka BP. Une inversion stratigraphique entre les échantillons M14 et M15 est évidente et c'est l'échantillon M15 qui semble mis en cause (Lebrun, 2018). L'ensemble de la sédimentation est néanmoins attribué au stade isotopique 2. La sédimentation est donc d'une part moins bien conservée que sur Toumboura I, et d'autre part moins représentative des fluctuations paléoclimatiques. En effet cette accumulation sédimentaire ne présente que des unités fines, limoneuses à sablo limoneuses. Trois unités se distinguent cependant, on reconnait les unités US, UC et UG mais l'intercalation du chenal CSC n'est pas représentée ni dans cette coupe ni dans l'ensemble de ce secteur d'étude.

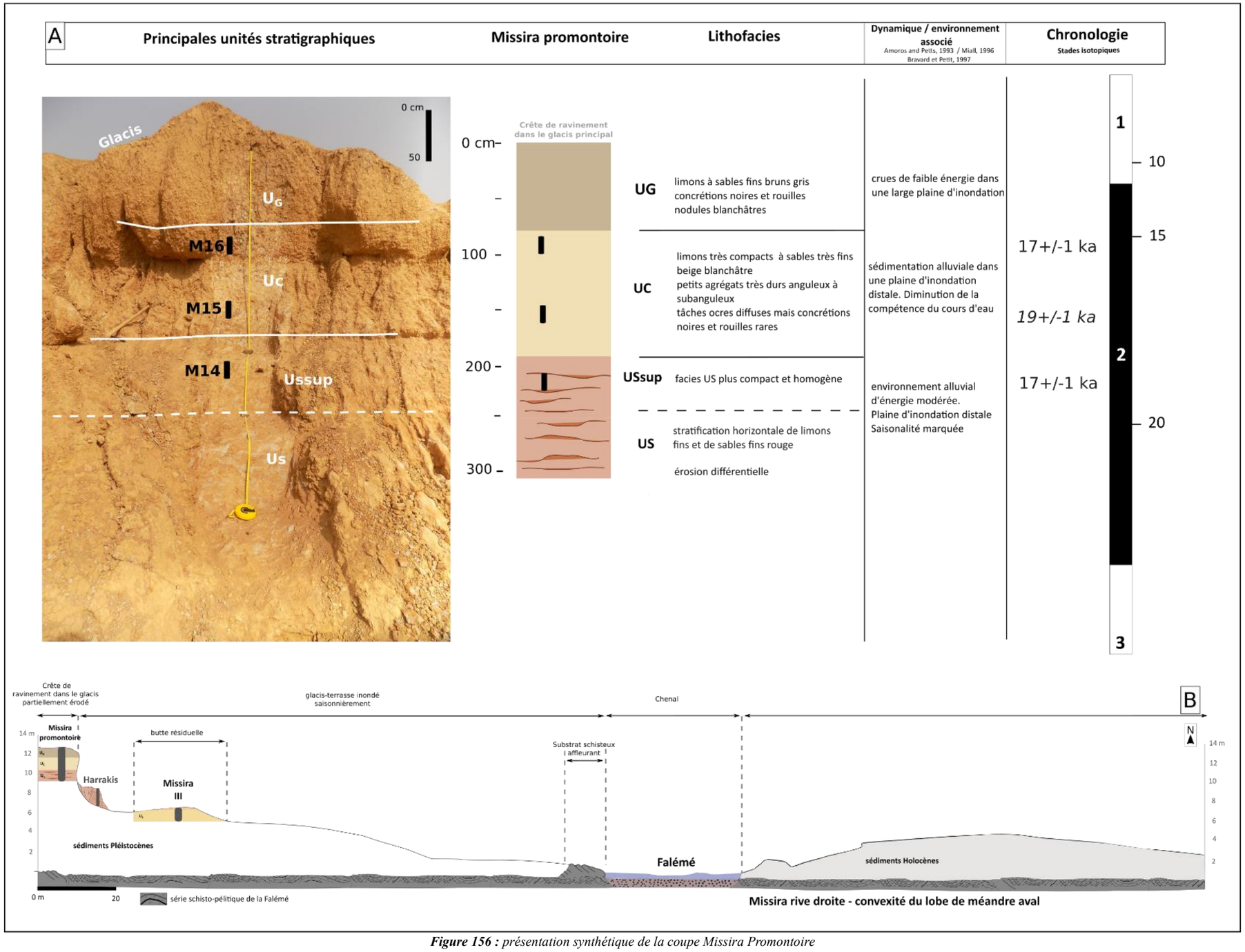


Figure 156 : *présentation synthétique de la coupe Missira Promontoire*

A : log stratigraphique ; **B :** transect topographique (localisé sur la **Figure 155**).

Analyse	Nombre d'échantillon
Granulométrie	13
Morphoscopie	13
DRX	7
IPCMS	13

Tableau 17: *type d'analyse et nombre d'échantillons étudiés pour la coupe Missira Promontoire*

Les analyses granulométriques ont été réalisées sur 13 échantillons répartis entre les trois principales unités sédimentaires. La courbe du D50 met en lumière trois principales unités stratigraphiques. Une première délimitation franche est visible entre Us et U_{SSUP} et une seconde démarcation plus graduelle s'observe de UC à UG.

L'unité U_S (305-194) constitue sur cette coupe la base de notre séquence d'étude. Elle peut être subdivisée en deux unités U_S et U_{SSUP} (250-194 cm). Comme à Toumboura, si le faciès général est le même, on retrouve en haut de l'unité sédimentaire une plus grande compacité du sédiment qui modifie les modalités de l'érosion et l'aspect de surface. L'unité U_S est composée comme à Toumboura d'une alternance litée de sables fins rouge et de limons. La puissance du dépôt et l'alternance de lits sableux et limoneux peut indiquer un rythme saisonnier stable. Les analyses granulométriques confirment que les échantillons contiennent un important mélange de sables et de limons argileux. L'histogramme de l'échantillon 300-305 est représentatif : on observe un mode autour de 100 µm (sables fins) et un épaulement limoneux. L'échantillon 262 cm comporte une importante proportion de sable. L'histogramme de cet échantillon met en avant un pic net de sables >100 µm, un bon tri granulométrique ainsi qu'une augmentation du diamètre des grains de sable. La transition vers l'unité U_C est matérialisée par une sous-unité : $U_{SSUP.}$. La proportion de limons remonte brutalement et les argiles occupent également une grande place dans les échantillons. Les sables au contraire sont très minoritaires. Les courbes granulométriques mettent en lumière une stabilité entre 230 et 130 cm de profondeur. Ces résultats confirment bien la démarcation U_S / U_{SSUP} et c'est bien une granulométrie plus fine qui explique la plus grande compacité du sédiment dans $U_{SSUP.}$

L'unité U_C (194-80 cm) est donc bien dans la continuité de U_{SSUP}, et l'importance des fines dans ces échantillon confirme la perte de compétence des agents de transport dans le fond de vallée de la Falémé. Elle se démarque toutefois bien des unités précédentes grâce à l'érosion

différentielle des sédiments de la fin du pléistocène. Elle est constituée de limons très compacts à sables fins beiges blanchâtres. Les sédiments sont structurés en petits agrégats anguleux à subanguleux. On observe quelques tâches rouille diffuses. L'estimation OSL douteuse à 19±2 ka BP est située à la base de cette unité tandis que l'échantillon M16 estimé à 17±1 ka BP se situe dans la partie supérieure de UC. La correspondance des dates avec la chronostratigraphie de TMBI est bonne. Les tâches ocre indiquent une émersion temporaire et la disparition des sables semble indiquer une diminution de la compétence des agents de transport.

L'unité U_G (80-0 cm) constitue l'unité sommitale sur cette coupe localisée sur un secteur soumis à une érosion intense. Elle est constituée de limons à sables fins bruns gris. Les analyses granulométriques indiquent une augmentation graduelle du taux de sables dans les échantillons et une diminution des fines. On voit sur l'histogramme 60-65 cm que le principal mode est sableux, et qu'un épaulement limono-argileux demeure dans la composition granulométrique des échantillons de UG. Les histogrammes de cette dernière unité sont proches des histogrammes de la base de la séquence sédimentaire. La présence graduellement accrue des sables indique une nouvelle augmentation de la compétence du cours d'eau lors probablement de crues plus énergiques et moins fréquentes. Ce dépôt témoigne d'une aridification progressive du climat et des environnements. Comme dans l'unité U_G de TMBI, on retrouve des concrétions noires et rouille éparses. Dans les ravinements de Missira, cette unité a la particularité de contenir également des nodules blancs carbonatés d'une taille supérieure à 1 cm et allant jusqu'à 3 cm (Figure 23). Un test à l'acide chloridrique a confirmé la présence de carbonate. Ces nodules semblent être issus d'un processus pédologique de précipitation de carbonates. L'érosion actuelle de l'unité U_G à Missira provoque la formation d'épandage de ces nodules très ronds en contrebas des draperies d'érosion (**Figure 157**). Ce dépôt limoneux témoigne également d'une mise en place lors de processus de faible énergie. Les nodules témoignent eux d'importants processus de pédogenèse post-dépositionelle dans une ambiance climatique plus sèche et plus fraîche que l'actuelle, en effet aujourd'hui les processus de dissolution dominent.

Figure 157: *épandage de nodules carbonatés en contrebas du rebord de glacis, issus de l'érosion de l'unité UG, observé ici à Sansandé sud*

9.2.2.2 *Nature des échantillons et morphoscopie des grains de quartz*

La morphoscopie a été réalisée sur 13 échantillons de la coupe Missira Promontoire. Les coupes de nature de l'échantillon et de morphoscopie des grains de quartz présentent une moins bonne corrélation que pour la coupe TMB I. En effet les couples grains de quartz émoussés luisants et forte teneur en quartz, et grains de quartz ronds-mats et forte teneur en concrétions ferrugineuses fonctionnent moins bien dans l'ensemble.

Les résultats concernant la nature minéralogique des échantillons permettent de discerner deux phases (**Figure 159**) :

De 305 à 202 cm les quartz dominent largement le cortège minéralogique sur une unité qui correspond à U_S et U_{SSUP}. Cette première phase est caractérisée par une certaine stabilité malgré un pic marqué de quartz dans l'échantillon 280-285 cm.

De 202 à 0 cm une instabilité s'observe sur les courbes de minéraux. Dans les unités qui correspondent à U_C et U_G, de nombreux pics de concrétions témoignent d'une modification de l'origine des apports sédimentaire. A quatre reprise, la proportion de concrétions ferrugineuses dépasse celle de quartz, évoquant des phases pendant lesquelles les apports de versant prédominent. A partir de 202 cm, on observe également une variabilité de la courbe des concrétions non-déterminées.

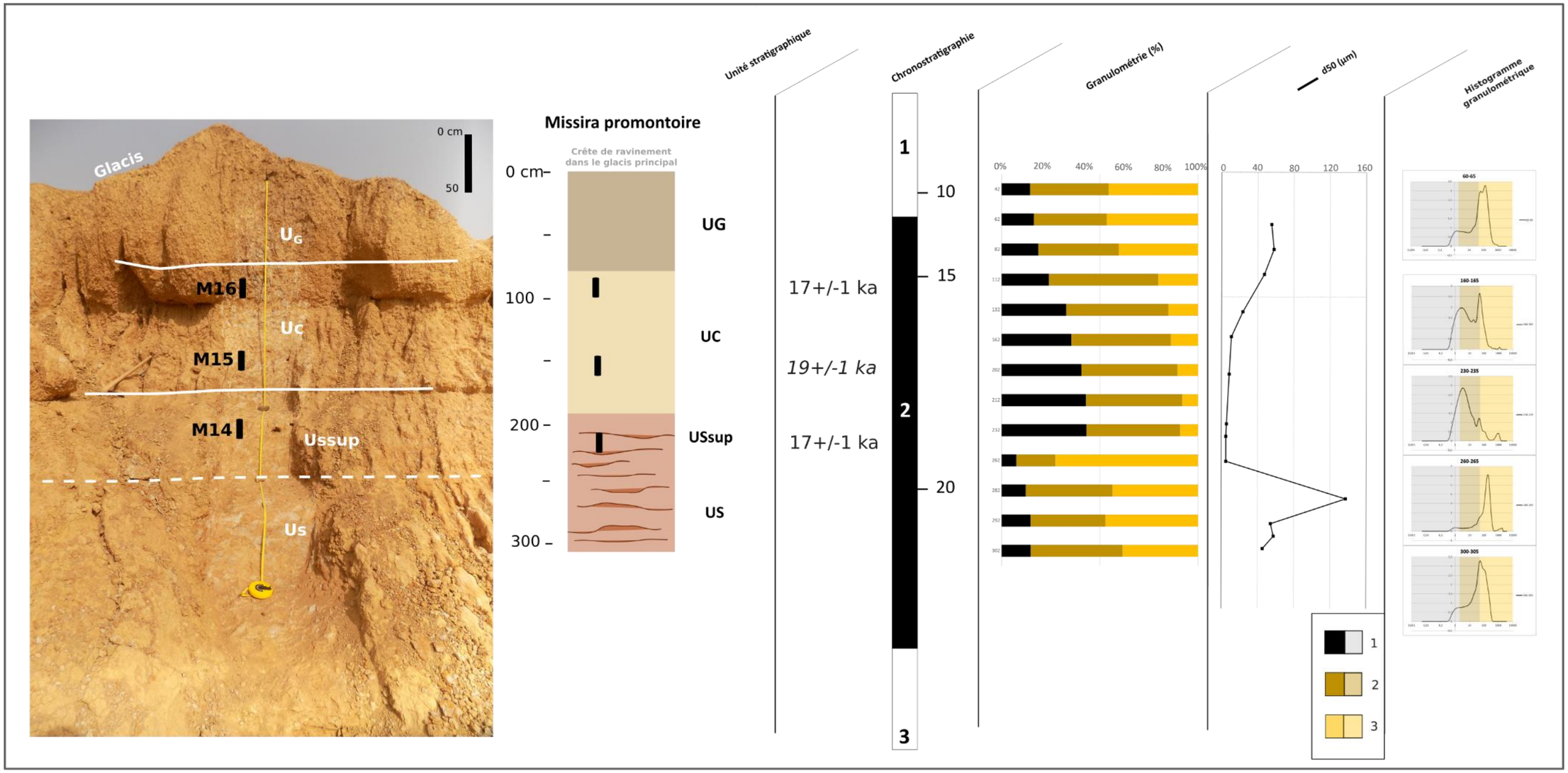


Figure 158: *synthèse des analyses granulométriques sur Missira Promontoire*

UG : limons à sables fins bruns gris ; **UC :** limons très compacts ; **USSUP** : sous unité très compacte de US ; **US :** stratification horizontale de limons et de sables fins rouges : **1 :** argiles ; **2 :** limons ; **3 :** sables

La proportion atteint les 20% au niveau de l'échantillon 130-135 cm soit au cœur de l'unité UC, mais elle est globalement significative dans l'unité UC. La tendance générale est donc bien à l'augmentation graduelle à partir de l'unité UC des concrétions ferrugineuses, cette augmentation prend la forme de pics localisés, comme pour la coupe TMBI. Cette augmentation peut traduire à la fois une modification paléoclimatique de type aridification, entraînant une diminution du couvert végétal et une fragilisation des sols qui subissent une érosion intense lors de pluies de plus en plus rares.
La morphoscopie des quartz présente une courbe de résultats différente de celle de la nature des échantillons. La courbe des grains EL domine très largement les échantillons. Mais les grains RM sont présents et la variation de leur proportion permet de dégager deux phases à l'intérieur desquelles nous allons détailler les évolutions.

De 305-200 cm les grains de quartz émoussés-luisants dominent l'ensemble des échantillons avec une certaine stabilité. Les dynamiques alluviales dominent donc largement le dépôt des unités U_S et U_{SSUP}, bien que les grains RM soient toujours présents en marge des grains EL. Dans cette unité la présence des grains de quartz ronds-mats est loin d'être insignifiante, on peut donc envisager que l'unité U_S témoigne d'une ambiance relativement sèche.

De 200 à 85 cm la présence des grains de quartz émoussés-luisants s'affirme et les grains de quartz ronds-mats se font plus marginaux.

De 85 à 50 cm la proportion de grain de quartz ronds-mats dépasse à deux reprise les grains de quartz émoussés luisants, traduisant ainsi une nouvelle instabilité du système hydrosédimentaire. Ici on retrouve la corrélation entre les concrétions ferrugineuses et les grains de quartz ronds-mats. Ces deux éléments augmentent de manière notable et forment deux pics importants. Cette évolution de la proportion de grains de quartz ronds-mats peut confirmer l'hypothèse formulée à partir de l'étude de la nature des échantillons, avec une augmentation des apports de versants potentiellement due à un changement climatique ou anthropique.

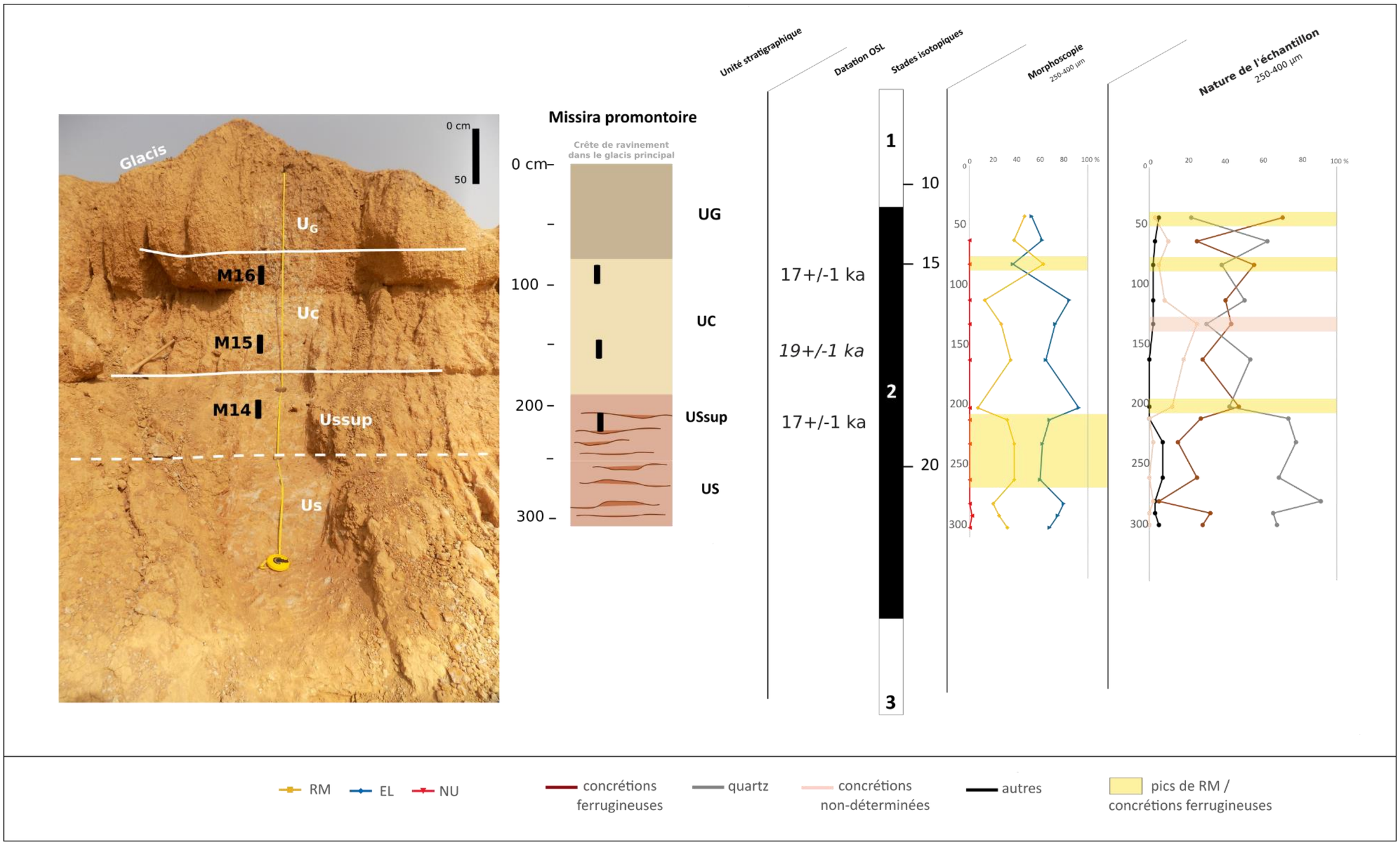


Figure 159 : *synthèse des analyses morphoscopiques sur Missira Promontoire*

9.2.2.3 *Nature des argiles et analyses géochimiques*

L'étude des minéraux argileux par DRX a été réalisée pour cette coupe sur 7 échantillons. Comme pour les résultats sur la coupe TMBI, la résolution de cette analyse ne permet pas une analyse fine mais les résultats présentent deux intérêts :

(1) Comme pour TMBI on observe des minéraux argileux présents dans tous les échantillons (kaolinite et illite) et d'autres qui font des apparitions sporadiques (smectite, vermiculite, interstratifiés). La présence de ces deux types dans les échantillons constitue en soit un résultat.

(2) Ces résultats que nous allons développer par la suite présente une bonne correspondance avec les échantillons de TMBI, ce qui permet de confirmer le potentiel des analyses DRX sur les argiles pour la caractérisation des unités stratigraphiques à plus grande échelle.

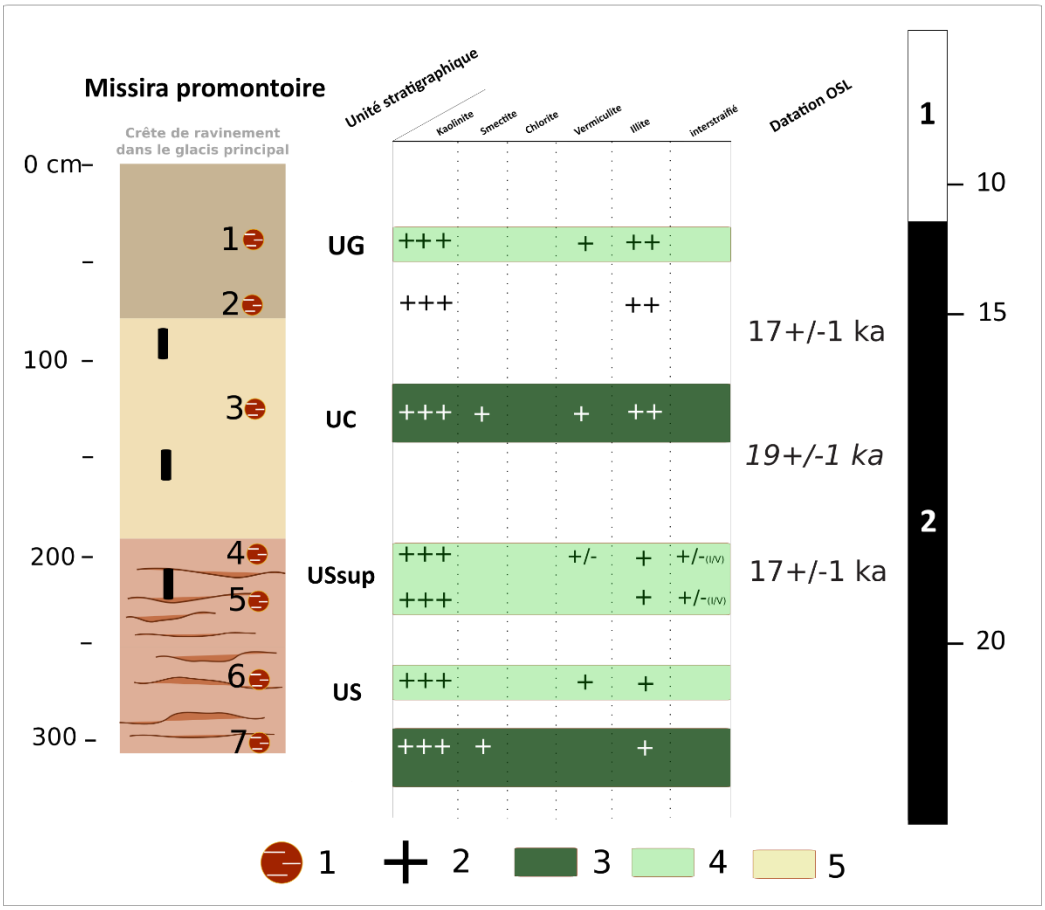


Figure 160 : *synthèse des analyses DRX sur les minéraux argileux de la coupe Missira Promontoire*

1 : échantillons analysés ; **2 :** présence d'argile de type : **3 :** smectite ; **4 :** couple vermiculite / interstratifiées ; **5 :** illite

La kaolinite domine l'ensemble des échantillons. Cette première remarque a déjà été faite pour les échantillons de TMBI. On peut envisager ici que ce minéral argileux néoformé soit

dominant dans l'essentiel des dépôts sédimentaires pléistocène, traduisant un lessivage important des sols sur une grande période de temps et avec une certaine stabilité. Comme pour TMBI, ce résultat peut également s'expliquer par la composition du substrat.

L'illite est présente également dans tous les échantillons. Comme pour TMBI également, ce minéral argileux est bien représenté et il augmente dans la partie supérieure du profil. Cette fois la présence d'illite augmente dès l'unité UC et jusqu'à UG.

Ce minéral hérité est considéré comme ubiquiste, mais son augmentation observée dans le haut des profils de TMBI et Missira Promontoire pourrait indiquer une aridification des milieux et une diminution des processus chimiques dans les sols, réduisant l'hydrolyse et favorisant la présence d'illite.

La smectite fait des apparitions sporadiques dans la séquence sédimentaire. Deux apparitions ont été observées : dans l'échantillon 7 à la base de l'unité US, et dans l'échantillon 3 dans le haut de l'unité UC. La localisation de ce type d'argile à Missira se corrèle bien avec celle observée à Toumboura (échantillon 9 et 5, Us et UC). Ce type d'argile néoformée se forme dans de sols mals drainés, en milieu souvent confiné. On peut donc envisager comme pour TMBI que ces smectites correspondent à des épisodes globalement humides mais temporairement plus arides, avec une bascule saisonnière très marquée.

La vermiculite est présente dans 4 échantillons. Contrairement à la coupe TMBI, la vermiculite n'est pas systématiquement accompagnée d'interstratifiés. Pour Missira Promontoire, ce minéral a été observé dans chacune des unités stratigraphiques. Ce minéral argileux est fréquemment observé en zone tempérée humide, ou l'altération est modérée. Les échantillons qui contiennent de la vermiculite sont situés dans la continuité d'échantillons qui contiennent de la smectite. On peut envisager que cette présence indique un changement climatique vers des environnements plus frais où l'hydrolyse est plus faible.

Les interstratifiées sont observées dans deux échantillons (4 et 5) qui correspondent à l'unité USSUP. Dans l'échantillon 4 a également été observée de la vermiculite. Comme dans TMBI, ces deux minéraux argileux témoignent d'une dégradation partielle des matériaux. On peut donc envisager que le lessivage des sols diminue et que les conditions deviennent progressivement plus fraîches et plus sèches au niveau de l'unité U_{SSUP}.

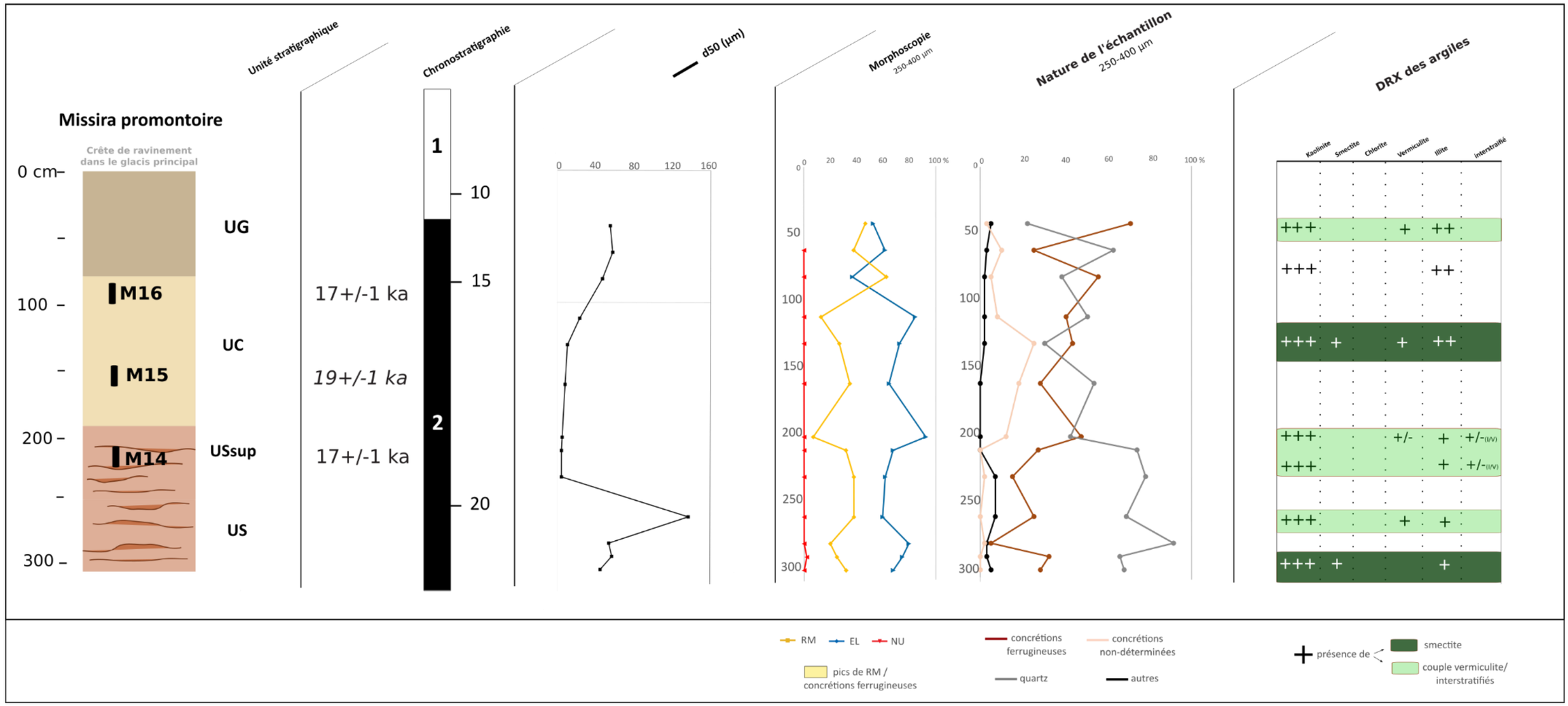


Figure 161 : *figure de synthèse de l'ensemble des résultats des analyses sur la coupe Missira Promontoire*

L'ensemble des résultats de la coupe Missira Promontoire nous permet de formuler une première hypothèse de trois phases d'évolutions des climats et des environnements dans ce secteur :

(1) La première phase est caractérisée par une plaine alluviale distale. Les dynamiques alluviales dominent dans une ambiance relativement humide, au moins saisonnièrement. La fin de l'unité est marquée par une aridification sensible.
(2) La seconde phase est marquée par une ambiance plus sèche et plus fraîche. Les apports sédimentaires proviennent de plus en plus des versants, attestant d'une augmentation des processus d'érosion.
(3) Enfin la dernière unité qui se détache bien sur la figure de synthèse (**Figure 27**) témoigne d'une ambiance générale fraîche accompagnée de pulsations sèches.

D'autres coupes ont été réalisées dans le secteur des ravinements de Missira. Les analyses de laboratoire réalisées sur ces coupes sont moindres, mais la confrontation des résultats de ces sondages ponctuels avec les analyses de Missira Promontoire a permis de mieux comprendre les dynamiques hydrosédimentaires pléistocènes dans la vallée de la Falémé.

9.2.3 Les autres coupes et sondages ponctuels

Six coupes et sondages complémentaires ont été réalisés dans les ravinements de Missira (**Figure 152**). Une coupe réalisée dans le ravin sud est également présentée (**Tableau 18**). Des relevés topographiques permettent de replacer certaines de ces coupes dans le contexte des ravinements de Missira , et par rapport à la coupe de référence Missira Promontoire.

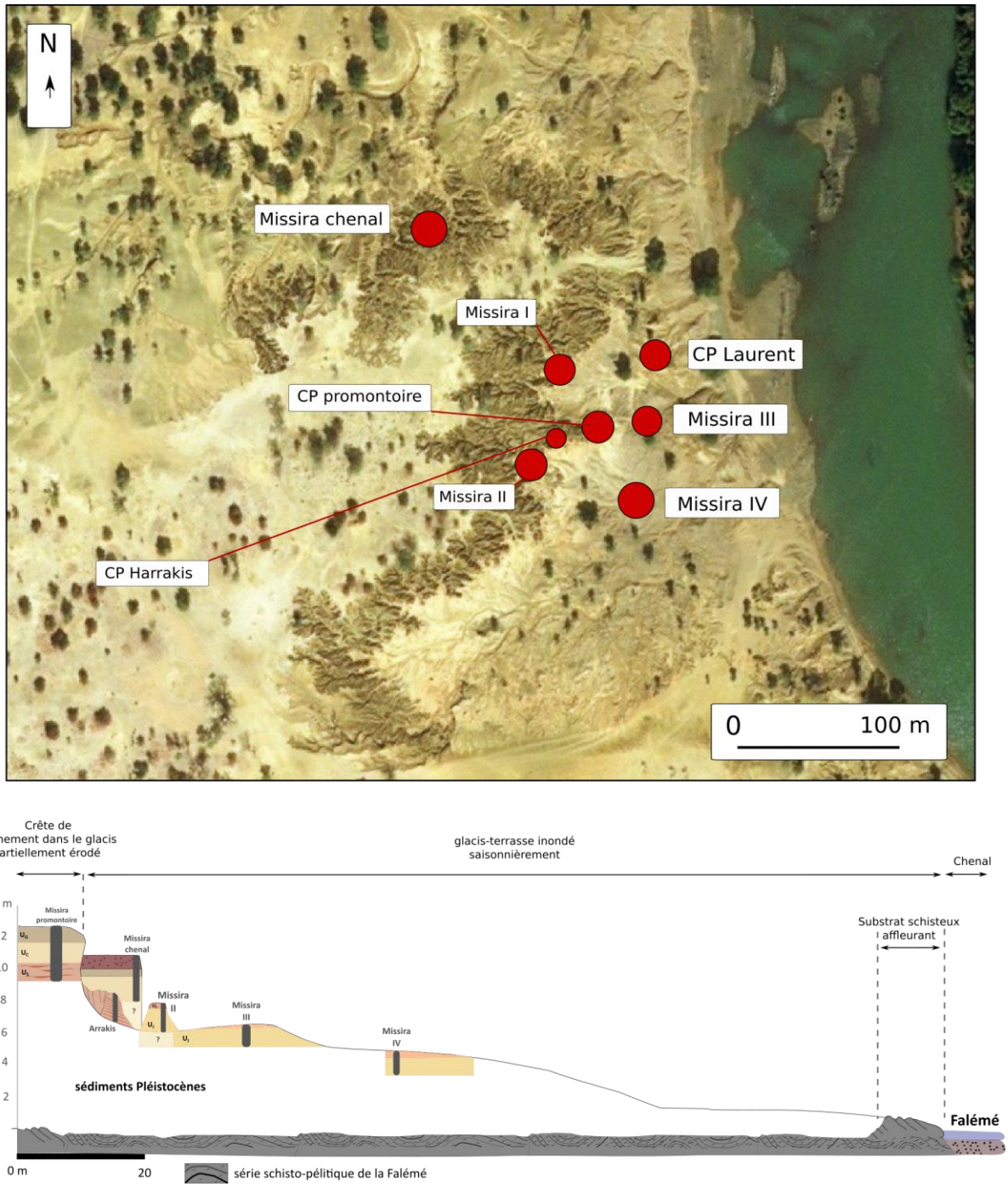


Figure 162 *: localisation et transect des ravinements de Missira avec les coupes Arrakis, Missira II, Missira III, Missira IV et Missira chenal*

Coupe	Echantillon	OSL	Granulométrie	Phytolithes	Morphoscopie
Missira I (cp Benoît)	M8	14±1	+	/	/
	M7	18±1	+	/	/
	M6	20±2	+	/	/
	M5	50±4	+	/	/
	M4	68±5	+	/	/
Missira II	M21	21±2	+	/	/
	M20	30±3	+	/	/
	M19	40±4	+	/	/
Missira III	M24	21±2	+	+	+
	M23	37±4	+	+	+
	M22	47±4	+	+	+
Missira IV	M28	0,7±0,2	+	/	/
	M27	32±3	+	/	/
	M26	57±5	+	/	/
	M25	41±3	+	/	/
Missira CP Laurent	M13	18±1	+	+	/
	M12	21±2	+	+	/
	M11	24±3	+	+	/
	M10	31±3	+	+	/
	M9	23±2	+	+	/
Missira ravin Sud	M3	31±3	+	/	/
	M2	70±6	+	/	/
	M1	63±5	+	/	/
Missira chenal	M18	9,8±0,8	+	/	/
	M17	17±1	+	/	/
Missira Arrakis	0-5	/	+	/	+
	8-13	/	+	/	+
	15-30	/	+	/	+
	24-27	/	+	/	+
	30-35	/	+	/	+
	47-52	/	+	/	+
	80-85	/	+	/	+

Tableau 18 : *synthèse des analyses réalisées sur les sondages ponctuels des ravinements de Missira et du Ravin de Missira sud*

+ : échantillon analysé **; / :** échantillon non analysé

La coupe Missira ravin sud a été réalisée dans un ravin latéral de rive gauche de la Falémé. Elle est donc à la fois isolée géographiquement et temporellement des autres coupes du secteur. La coupe BF-MMA a été réalisée dans la partie aval du ravin, à proximité de la confluence avec la Falémé. Aucun niveau archéologique n'a clairement été identifié mais du matériel lithique et notamment une pointe bifaciale attribuée au Middle Stone Age a attiré les archéologues. Trois échantillons ont été prélevés en 2014 en vue de datations OSL (**Figure 163**). Deux principales unités ont été identifiées sur le terrain : une base épaisse composée de sédiments grossiers répartis en 8 lits à graviers, à galets ou à sables fins, et une unité sommitale composée de limons.

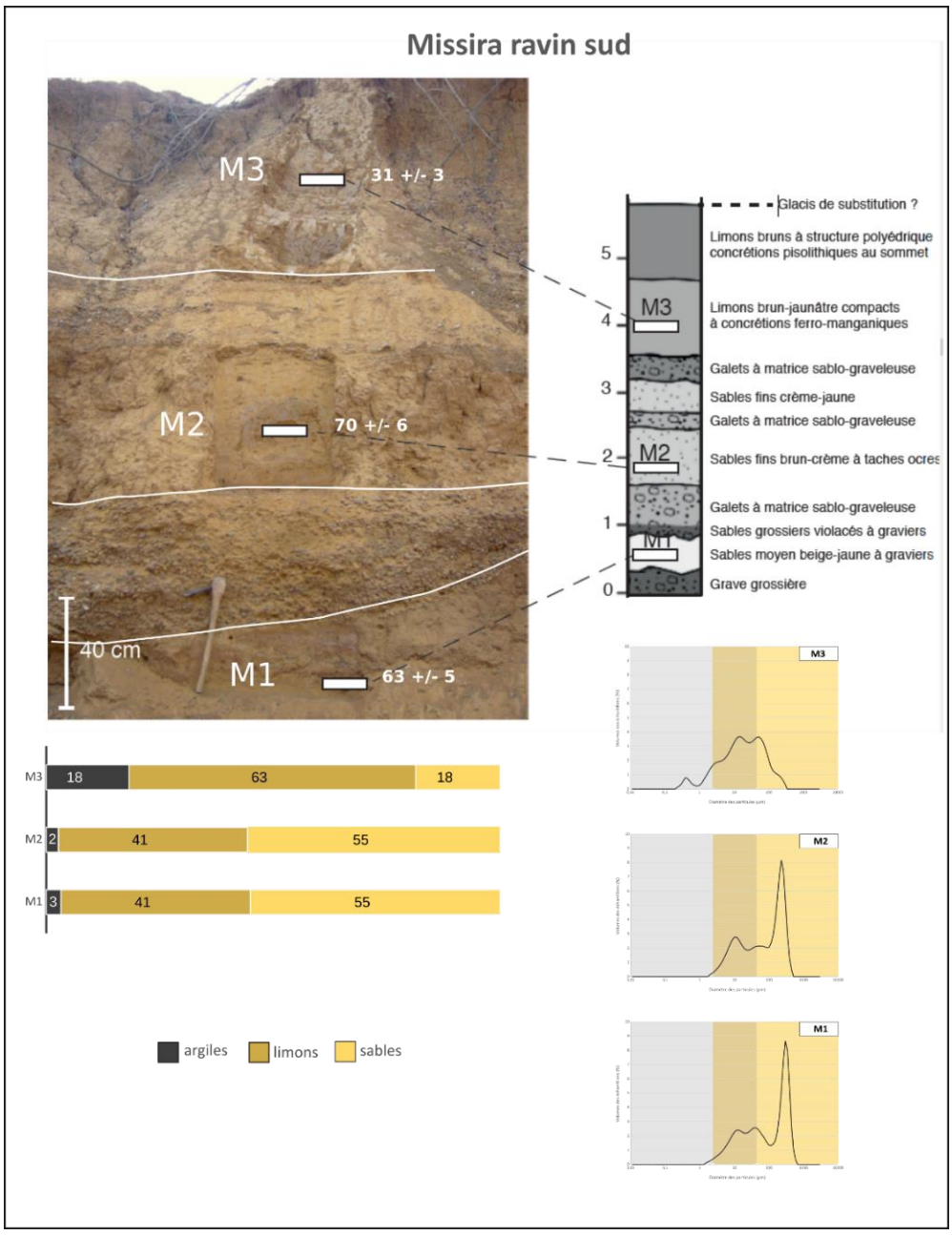


Figure 163 : *synthèse des résultats de la coupe Missira ravin sud (photo : B. Lebrun)*

La première unité est datée par les échantillons M1 et M2 et une inversion chronostratigraphique gêne la compréhension. L'échantillon M1 a été estimé à 63 ± 5 ka BP, il a été prélevé dans des sables moyens beige-jaune à graviers. Ces sables sont pris entre deux passées à graviers et à galets. L'échantillon M2 stratigraphiquement au-dessus de M1 a été estimé à 70 ± 6 ka BP. Les sédiments de cet échantillon sont composés de sables fins brun-crème à tâches ocres. La fin de cette unité grossière est composée d'une succession de lits de sables moyens ou fins crème-jaune et de lits de galets à matrice sablo-graveleuse. Malgré l'inversion chronostratigraphique, on peut affirmer que cette séquence grossière composée de lits de galets et de lits de sables témoigne des dynamiques du stade isotopique 4 et constitue une séquence isolée et rare par rapport au reste des secteurs étudiés. Elle ne peut donc pas être reliée aux unités sédimentaires définies précédemment. Elle rappelle cependant l'insertion des dépôts de chenal C_{SC} entre les unités U_S et U_C décrite pour la coupe de Toumboura I. On peut donc formuler l'hypothèse d'une période d'instabilité climatique et de dynamiques alluviales énergiques au regard des analyses granulométriques qui révèlent une proportion de sables grossiers de 55%. La dernière unité de cette coupe a été datée grâce à l'échantillon M3 estimé à 31 ± 3 ka BP. Cette date permet de rapprocher cette unité des échantillons M10, M27 et M20, attribués chacun à l'unité U_J. Le faciès de cette unité semble correspondre à U_J avec des limons brun-jaune très compacts à concrétions ferrugineuses et pisolithes au sommet. L'analyse granulométrique de M3 confirme par ailleurs la grande teneur en limon et la proximité avec les autres échantillons prélevés dans l'unité U_J. L'échelle de temps à laquelle l'étude de ce ravin latéral nous permet d'accéder est bien différente de celle des ravinements des berges de la Falémé.

Le secteur de Missira I (« coupe Benoît » dans certains rapports de terrain) a été identifié en 2014 lors de prospections dans les ravinements sud-est de Missira (Huysecom et al, 2014). Il fait partie des trois sites qui ont révélé du matériel archéologique dans ce secteur. Des fouilles ont été organisées en 2015 et 2016 et cinq prélèvements ont été effectués en vue de datations OSL et d'analyses sédimentologiques. Ce site localisé au niveau d'une butte résiduelle a permis d'identifier trois unités stratigraphiques : deux unités fines (basale et sommitale), séparées par un niveau à cailloutis grossiers. L'unité basale n'a pas été observée en d'autres points de la vallée et à part elle, dans cette coupe, l'ensemble des sédiment a été remanié. Composée d'un sédiment silteux jaune-blanc compact, elle est datée par les échantillons M4, M5 et M6 qui présentent des dates cohérentes mais très éloignées dans le temps (**Figure 164**).

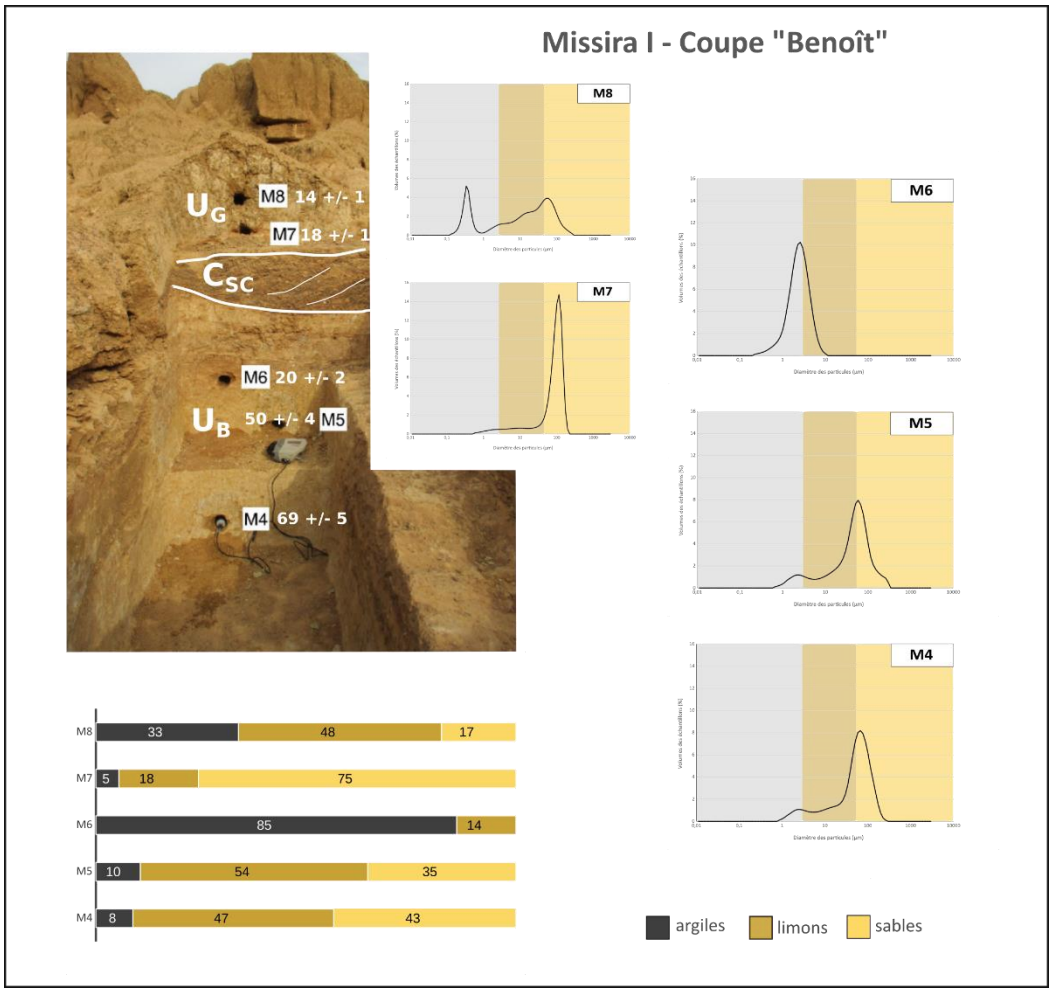


Figure 164: *synthèse des résultats pour le site Misira I- Coupe Benoît (photo B. Lebrun)*

Cette unité nommée **U_B** témoignerait donc du début du stade isotopique 3. Contrairement à la première lecture stratigraphique, les analyses granulométriques (B. Lebrun) présentées ici sous forme de diagrammes révèlent deux unités distinctes. Les échantillons M4 et M5 présentent des proportions granulométriques proches. Leur composition est essentiellement limoneuse à sables fins. Ils semblent indiquer des limons de débordements dans une large plaine d'inondation. L'échantillon M6 daté du dernier maximum aride est composé à 85% d'argiles. Cette composition tranche avec les échantillons précédents et la date OSL semble confirmer ce gap. Cette date rapproche cette unité de l'unité U_S observée à Missira et à Toumboura. La composition essentiellement fine de cet échantillon est rare, elle témoigne d'un environnement alluvial particulièrement calme qui permet des processus de décantation. Cette unité est séparée de l'unité sommitale par un niveau grossier qui s'apparente à l'unité C_{SC}. La date OSL correspond d'ailleurs à la chronostratigraphie observée à Toumboura : la date est contrainte par les échantillons M6 (20 ± 2 ka BP) et M7 (18 ± 1 ka BP). Ce niveau est composé de graviers pris dans une matrice sableuse indurée, de couleur rouge. Il vient s'encaisser dans U_S de manière

érosive. Il correspond comme C_{SC} à un épisode de haute énergie, permettant le transport et le dépôt de sédiments grossiers. Si aucun niveau archéologique n'a été clairement identifié, le matériel trouvé est associé à cette unité grossière, ce qui nous permet d'envisager un remaniement important du matériel.

La coupe Missira IV a été réalisée à partir de la découverte de matériel archéologique dans une ravine incisée par les eaux de ruissellement. Cette coupe est située dans le glacis-terrasse saisonnièrement en eau. Deux coupes ont été réalisée sur chacune des berges réduites de cette incision. En 2016, quatre prélèvements ont été réalisés en vue de datations OSL et d'analyses granulométriques (**Figure 165**). Deux unités principales ont été identifiées sur le terrain. L'unité basale a été attribuée à U_J. Trois échantillons datent cette unité et présentent un problème d'inversion chronostratigraphique : l'échantillon le plus profond M25 est estimé à 41 ± 3 ka BP tandis que l'échantillon M26 situé au-dessus stratigraphiquement est estimé à 57 ± 5 ka BP. Le dernier échantillon de cette unité (M27) est estimé à 32 ± 3 ka BP. Dans la mesure où l'ensemble de ces dates confirment l'attribution de cette unité à U_J identifiée dans les autres secteurs d'études, on peut considérer que cette inversion est sans importance vu la résolution temporelle des connaissances sur cette période. L'évolution granulométrique sur ces trois échantillons rappelle de plus la tendance de l'unité U_J déjà décrite à Toumboura I et Missira III.

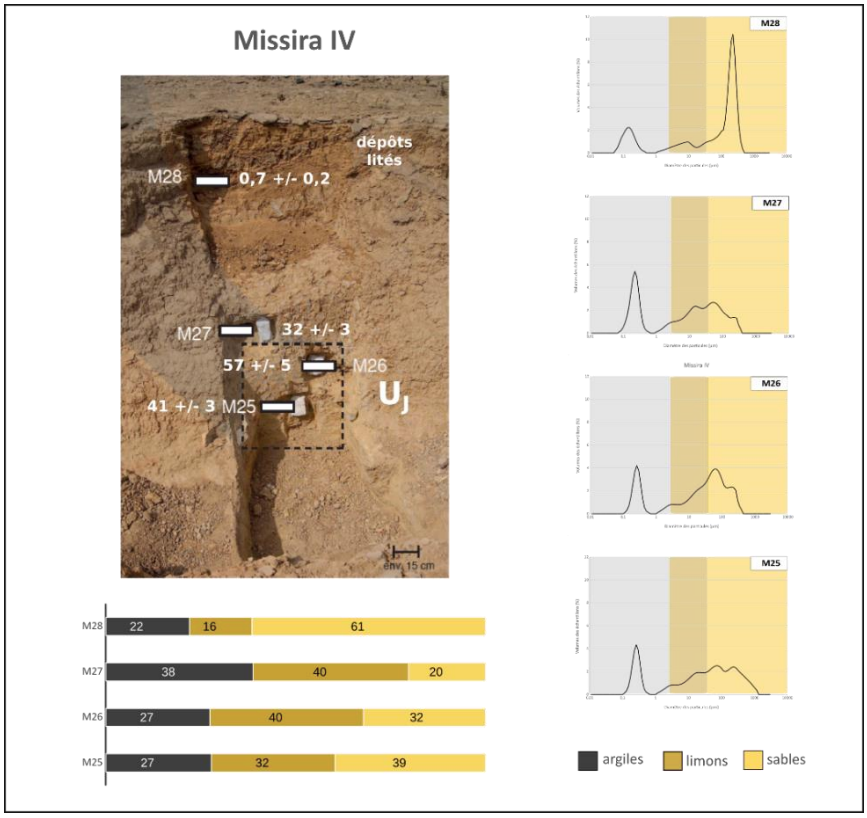


Figure 165: *synthèse des résultats pour le site Misira I- Coupe Benoît (photo B. Lebrun)*

Les échantillons les plus anciens (autour de 50 ka) comportent un important mélange de sables <100 µm et de limons et une proportion non négligeable d'argiles. Cette composition évoque un dépôt alluvial dans un environnement de plaine alluviale relativement énergique, comme cela a déjà été observé dans les échantillons de UJ les plus anciens. Comme dans l'échantillon M23 de Missira 3, la composition de l'échantillon M27 atteste d'une diminution des sables au profit des limons. Sans analyse morphoscopique, on ne peut affirmer ici que cette tendance signale une aridification, cependant la seule analyse granulométrique ainsi que les datations rapprochent bien ces échantillons.

La réalisation de la coupe Missira III a été motivée par la découverte de matériel archéologique en surface. Plusieurs pièces bifaciales et des éclats de façonnage ont été ramassés en 2015 et des fouilles ont été ouvertes en 2016 et reconduites en 2017. Sur cette coupe réalisée dans une butte résiduelle, les analyses granulométriques et les datations OSL sur 3 échantillons ont été complétées par des analyses morphoscopiques et phytolithiques. Trois unités stratigraphiques ont été identifiées. L'unité basale a été attribuée à l'unité U_J. Elle présente d'emblée l'intérêt d'être bien développée et accessible comme rarement à Toumboura. Elle contient un niveau archéologique dont le pendage et l'état de surface des pièces suggèrent un léger remaniement. Cette unité est datée par deux échantillons : M22 estimé à 47 ± 4 ka BP et M23 estimé à 37 ± 4 ka BP. L'ensemble des analyses corroborent l'idée de deux environnements de dépôts distincts pour cette unité U_J, comme à TMBI.

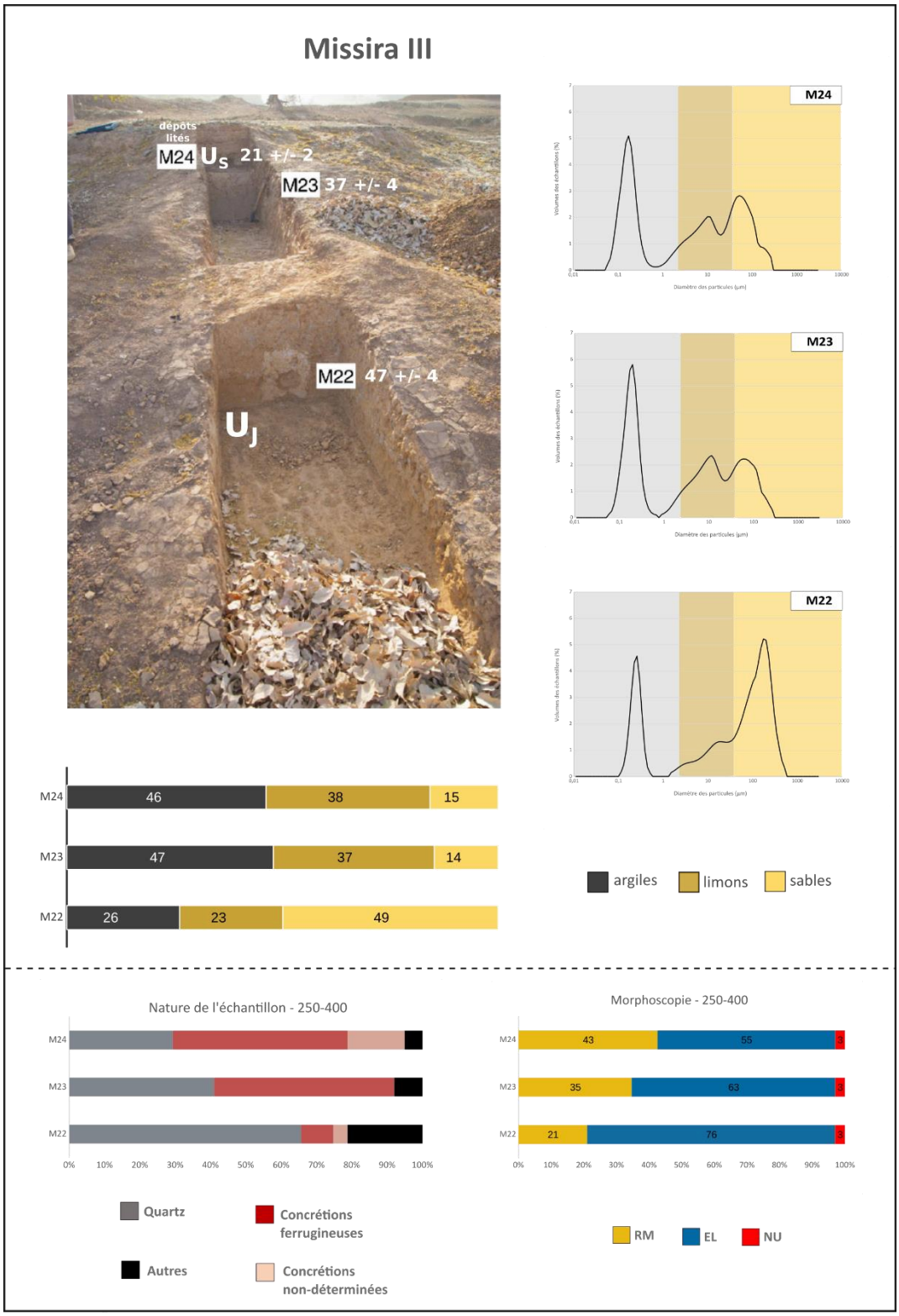


Figure 166: *synthèse des résultats pour le site Missira III (photo B. Lebrun, campagne 2016)*

Une première phase de dépôt survient dans un environnement relativement humide, la granulométrie atteste de 49% de sables moyens et la morphoscopie évoque plutôt une caractérisation alluviale de ces sables. La nature de l'échantillon indique presque 70% de quartz, ce qui évoque un transport longitudinal de moyenne à forte énergie. Les phytolithes

témoignent en revanche d'une aridification des environnements avec l'échantillon M23. Il est d'ailleurs globalement différent de M22 : la granulométrie indique une chute remarquable des sables au profit des argiles et des limons qui constituent 84% de l'échantillon. La nature de l'échantillon enregistre une hausse importante de la proportion de concrétions ferrugineuses qui témoigneraient plutôt d'apports de versants, tandis que les sables qui restent (14%) ont une morphologie de plus en plus éolienne et attestent d'une augmentation des apports éoliens. Tous les indicateurs invitent donc à concevoir une aridification progressive du climat et des environnements entre 47 ka et 37 ka. La seconde unité sédimentaire a été attribuée à U_S. Elle est estimée par l'échantillon M24 à 21 ± 2 ka BP. Cette date et l'ensemble des analyses corroborent cette attribution. La tendance observée sur M23 semble se poursuivre avec une proportion stable de fines et une augmentation importante de concrétions ferrugineuses. Les grains RM sont également en augmentation pour atteindre presque 50% de la composition morphologique de l'échantillon. Cet échantillon est donc bien attribué à l'unité U_S. Les analyses phytolithiques attestent de conditions toujours arides avec potentiellement la présence de zones humides, même temporaires. Comme pour la coupe Missira II, ce dernier échantillon atteste de la fin de cette période d'accumulation sédimentaire majoritairement alluviale, avant les instabilités du dernier maximum aride.

La coupe Missira II a été réalisée dans une butte résiduelle localisée au niveau du glacis-terrasse inondé saisonnièrement. Aucun matériel archéologique n'a été découvert sur ce site dont l'étude n'a qu'une portée paléoenvironnementale. Trois échantillons ont été prélevés en vue de datations OSL (**Figure 167**). Les estimations sont cohérentes, elles situent les dépôts à la fin du stade isotopique 3 (M19 estimé à 40 ± 4 ka BP et M20 estimé à 30 ± 3 ka BP) et au stade isotopique 2 (M21 estimé à 21 ± 2 ka BP). Les premières attributions stratigraphiques ont permis d'identifier deux unités : U_J (M19 et M20) et U_S (M21).

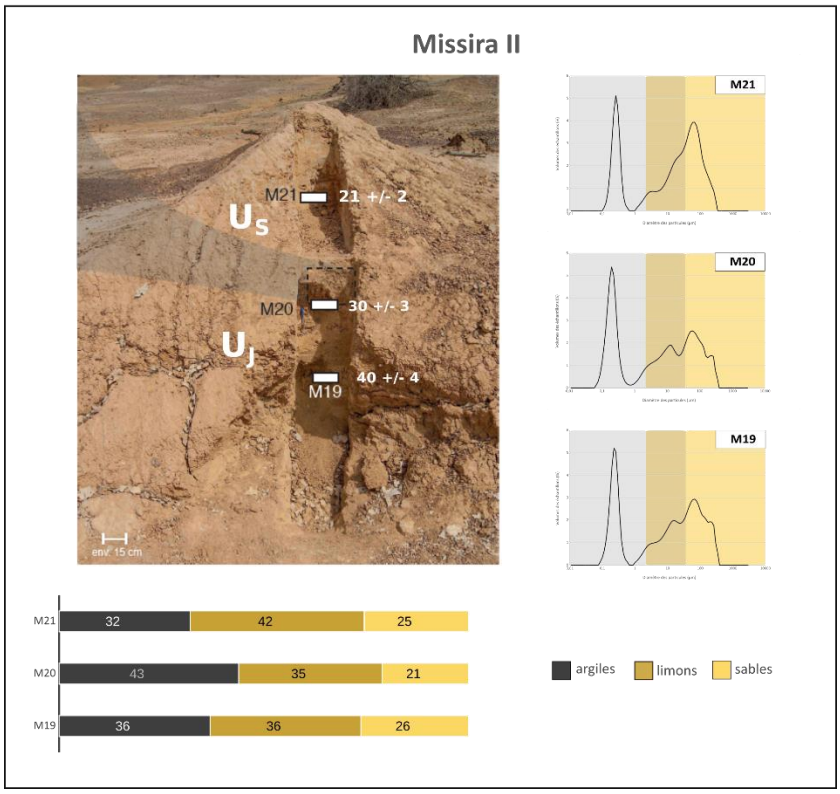


Figure 167: *synthèse des résultats pour le site Missira II (photo B. Lebrun)*

Les datations et la composition granulométrique des échantillons corroborent ces attributions. Les échantillons sont essentiellement composés de sédiments fins, limoneux argileux. Les diagrammes montrent des courbes bimodales qui invitent à envisager un enrichissement en argiles pédologiques postérieur au dépôt. Les proportions de sables sont stables (autour de 23%). Cette butte résiduelle témoigne donc bien d'un climat et d'un environnement relativement stable attesté dans TMB I, avant les instabilités du stade isotopique 2 (C_{SC}).

La Coupe Laurent a été réalisée dans une visée géomorphologique et aucun matériel archéologique n'y est associé. Elle est située au niveau du rebord de glacis, dans les draperies qui permettent des coupes naturelles dans les accumulations pléistocène.

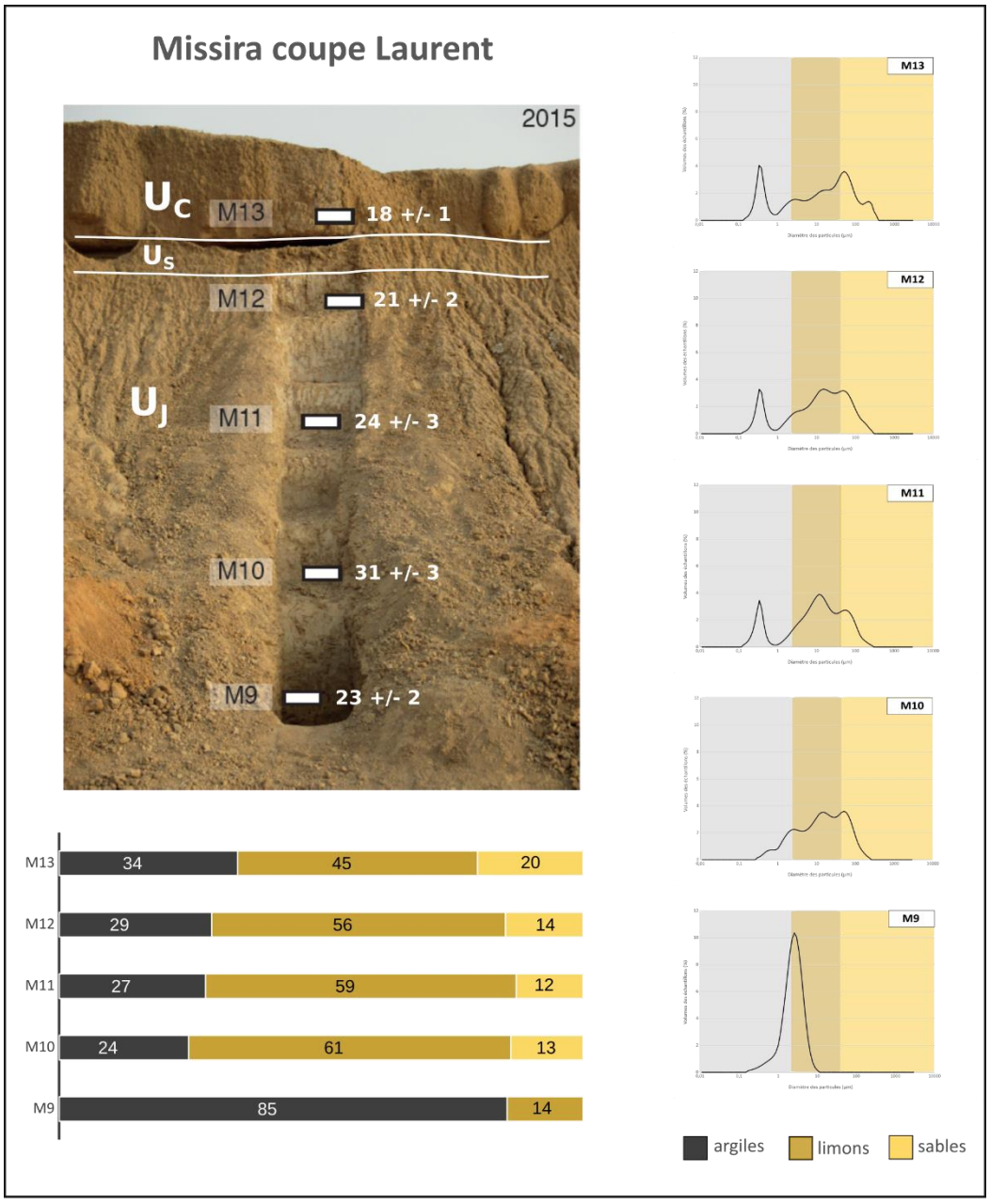


Figure 168: *synthèse des résultats de la Coupe Laurent (photo : B. Lebrun)*

Sur le terrain, deux unités sédimentaires principales séparées par une discordance très marquée ont été identifiées. En 2015, cinq échantillons ont été prélevés en vue de datations OSL et d'analyses granulométriques. Des analyses phytolithiques et une recherche de microcharbons en vue de datations radiocarbones ont également été réalisées. La première unité a été attribuée à l'unité U_J. Elle est datée par quatre échantillons. Le premier échantillon (M9) présente une inversion chronostratigraphique nette, confirmée par les analyses granulométriques : il est estimé à 23 ± 2 ka BP et composé à 85 % d'argiles, lorsque l'échantillon stratigraphiquement au-dessus est estimé à 31 ± 3 ka BP, et que l'ensemble de la séquence supérieure présente une cohérence granulométrique éloignée de cette forte proportion d'argiles (**Figure 168**). Cet

échantillon peut donc raisonnablement être éloigné des résultats de cette coupe. Trois autres échantillons datent l'unité UJ : M10, M11 et M12 estimés respectivement à 31 ± 3 ka BP, 24 ± 3 ka BP et 21 ± 2 ka BP. Les deux premiers échantillons (M10 et M11) semblent correspondre à la seconde phase de dépôt de U_J autour de 30 ka BP. La granulométrie est essentiellement limoneuse avec une proportion d'argile autour de 30% et une faible quantité de sables. On peut envisager que ces échantillons témoignent d'une aridification postérieure à U_J. L'étude des phytolithes de l'échantillon M12 le rapproche des échantillons de l'unité US (M24) avec des phytolithes qui témoignent de conditions toujours arides mais également de l'existence de zones humides même temporaires. Cet échantillon à la transition UJ / US pourrait témoigner des premières instabilités de l'hydrosystème au début du dernier maximum aride. La discordance de l'unité sommitale en cours d'érosion est très nette. Cette unité a été attribuée à UC. La date estimée à 18 ± 1 ka BP ainsi que la composition granulométrique confirme cette attribution. Cette unité est composée majoritairement de fines (dont 34% d'argiles) qui témoignent d'une sédimentation alluviale de moins en moins énergique dans une plaine d'inondation distale.

La coupe Arrakis n'est associée à aucun matériel archéologique et son étude vise uniquement à compléter la compréhension des paléoenvironnements de la vallée. Elle a été motivée par la découverte en 2017 de sables rouges situés en contrebas des draperies d'érosion du glacis principal (**Figure 169**). Ces sables ont notamment été repérés de part et d'autre de la coupe Missira Promontoire, mais il semble qu'ils se soient déposés sur un axe relativement parallèle à la Falémé car ils ont été retrouvés dans les ravinements plus au nord. La coupe Arrakis a été réalisée en 2017, elle a fait l'objet d'un échantillonnage par unité (7 échantillons) ainsi que deux prélèvements en vue de datations OSL (**Figure 170**). Des analyses granulométriques et morphoscopiques ont été menées sur ces sept échantillons. La coupe de presque 1 m comporte une première unité de 85 cm à 30 cm dans laquelle les sables dominent largement le cortège granulométrique. C'est dans cette unité qu'on observe un pendage proche de 30° qui rappelle fortement des figures éoliennes de type « dunaire ». De 30 cm jusqu'au sommet de la coupe, on observe une alternance de lits plus limono-sableux et de lits sableux. Les échantillons OSL ont été prélevés uniquement dans l'unité basale de la coupe. M30 est estimé à 19 ± 2 ka BP et M29 à 23 ± 2 ka BP. L'inversion chronostratigraphique n'est pas ici problématique dans la mesure où on peut sans risque raccorder cette coupe à l'unité U_S à partir de la topographie, de la moyenne des dates et du faciès des unités sédimentaires. On peut donc estimer que le dépôt central qui présente un pendage particulier témoigne des dynamiques sédimentaires du dernier maximum aride, autour de 21 ka BP. Les analyses granulométriques confirment la première

lecture de la coupe. Jusqu'à 30 cm, les sables occupent au moins 70 % de l'échantillon. Ils sont composés essentiellement de quartz et leur morphologie est RM à hauteur de près de 20%. Pour la fraction supérieure à 400 µm qui témoigne plus des dynamiques purement éoliennes, la proportion de RM pour ces trois échantillons dépasse 60%. Ces données confirment bien le caractère éolien de ce dépôt. Les passées limoneuses de la dernière unité de la coupe sont également confirmées par la granulométrie. L'échantillon 24-27 cm notamment semble témoigner d'une pulsation plus humide avec une augmentation des limons et une diminution des grains RM au profit des grains EL. La nature de l'échantillon 24-27 cm présente une proportion importante de minéraux autres que des quartz, ce qui pourrait confirmer l'origine différente des apports pour cette pulsation alluviale. L'ensemble des résultats semble confirmer l'hypothèse de formations de petites dunes à façonnement éolien, contemporaines des formations alluviales grossières litées qui caractérisent US. Elles témoignent donc d'une forte saisonnalité avec de longues périodes sèches favorisant la mise en place des formes éoliennes ponctuelles au sein d'une vaste plaine alluviale sèche, et de courtes périodes de fonctionnement hydrologique.

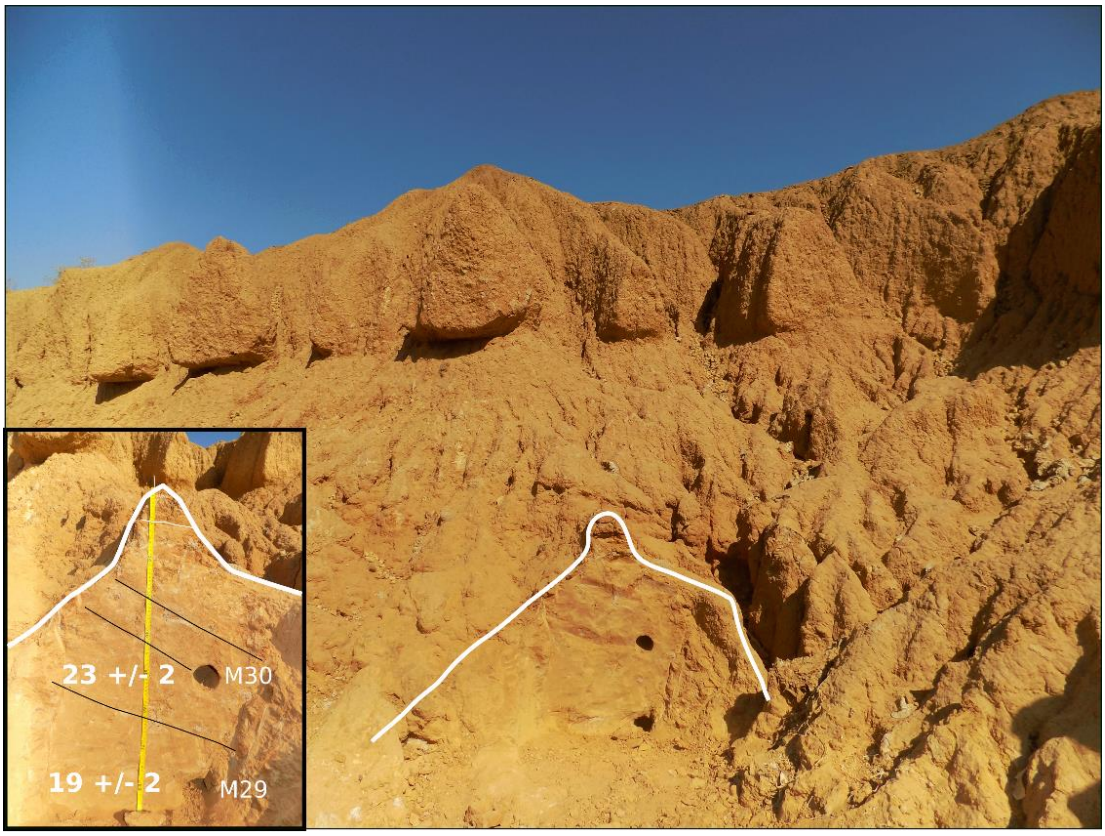


Figure 169: *localisation de la coupe Arrakis - sables rouges de Missira*

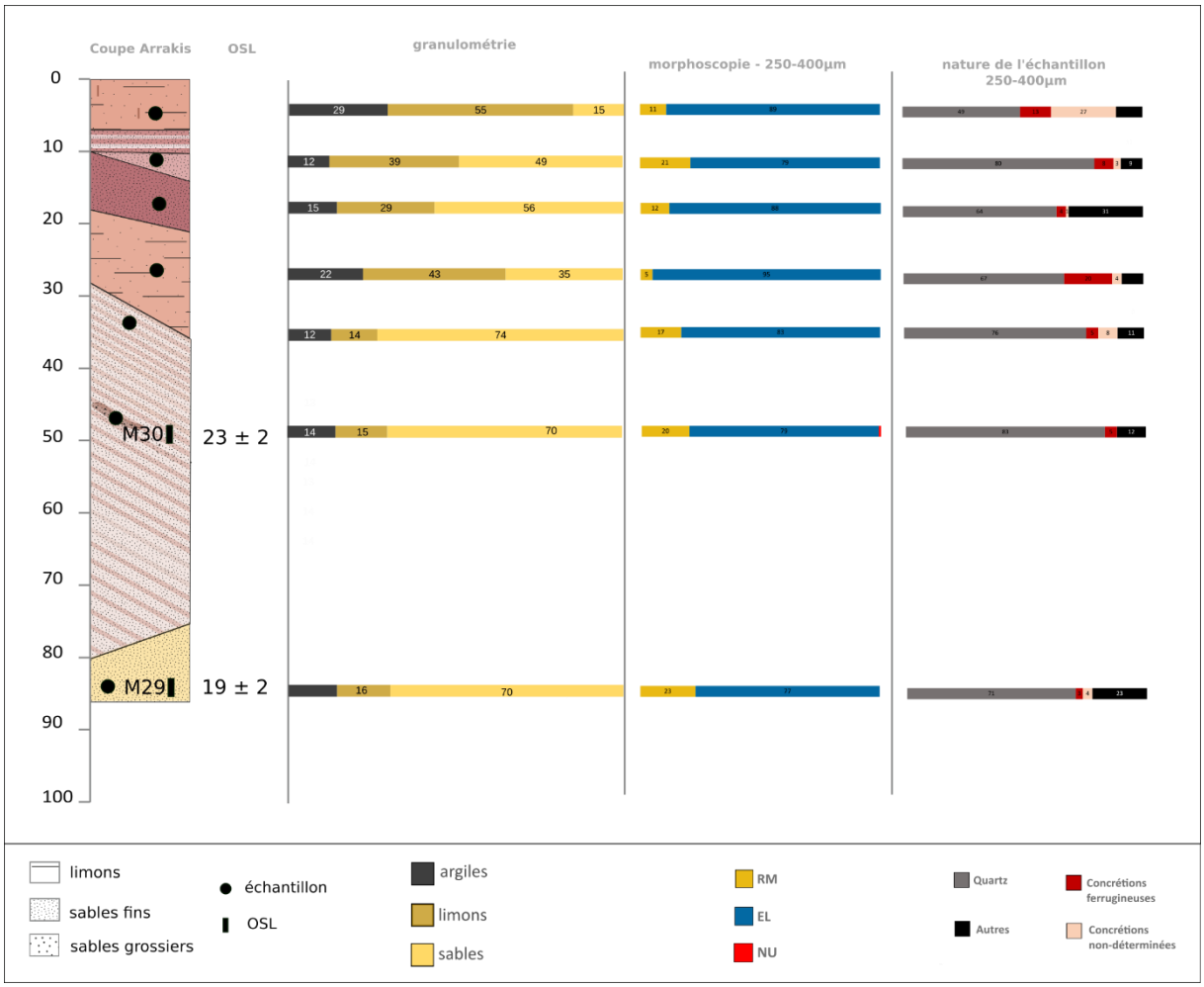


Figure 170: *synthèse des résultats de la coupe Arrakis*

Figure 171: *localisation de l'unité perchée Csup dans les ravinements nord-ouest de Missira*

La coupe Missira chenal est la plus septentrionale du secteur des ravinements de Missira. Elle ne présente aucun niveau archéologique mais elle a été motivée pour des visée géomorphologiques. Un faciès grossier maintenant bien connu dans la vallée a été identifié en position perchée quasiment au niveau du glacis actuel partiellement érodé (**Figure 171**).

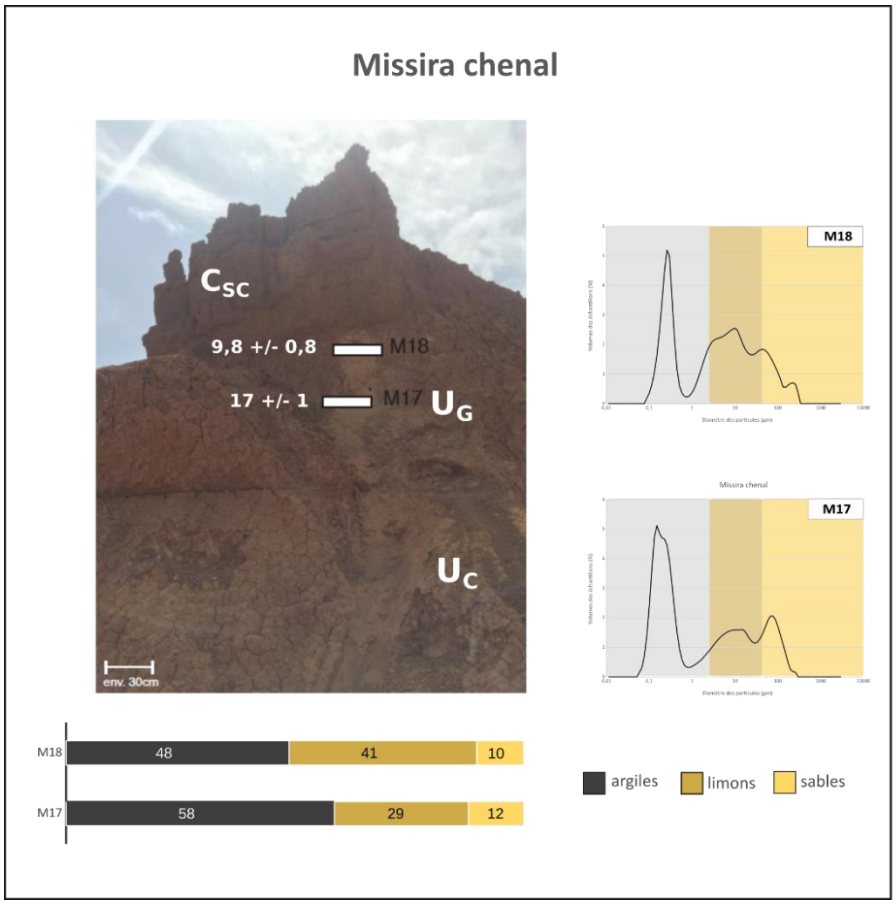


***Figure 172** : synthèse des résultats de la coupe Missira Chenal (photo : B. Lebrun)*

Deux échantillons ont été prélevés en 2016 en vue de datations OSL et d'analyses granulométriques. Au-delà de l'unité grossière, deux autres unités ont été identifiées grâce à une discordance bien nette. L'unité de base ne comporte aucun échantillon permettant une datation ou une analyse granulométrique mais elle a été attribuée à U_C. La seconde unité dans laquelle vient s'encaisser le niveau grossier de chenal a été attribuée à l'unité U_G. Les échantillons M17 et M18 estiment cette unité respectivement à 17 ± 1 ka BP et 9,8 ± 0,8 ka BP. Elles confirment l'attribution de cette unité à l'unité U_G, tout comme les analyses granulométriques qui révèlent une proportion très importante d'argiles (M17 : 58% et M18 : 48%) comme cela a été observé sur la coupe TMBI dans les échantillons de U_G. Cette sédimentation très fine pourrait annoncer une période de forte humidité dans un contexte où la plaine d'inondation est constamment ou du moins très fréquemment en eau. Ce niveau fin

précède le niveau grossier C_{SUP} qui témoigne de la reprise des écoulements de type torrentiel. La date absolue et la position stratigraphique, qui témoignent de la fin de l'accumulation sur le glacis, indiquent un dépôt contemporain du début de l'holocène avant l'installation d'une dynamique d'incision qui caractérise la quasi-totalité de l'holocène.

9.2.4 Les temps forts du système

L'étude de nombreuses coupes dans les ravinements de Missira permet de préciser le scénario élaboré à partir des résultats de Missira Promontoire. Dans ce secteur, contrairement aux ravinements de Toumboura les unités inférieures U_J et U_S sont très bien développées. La résolution du scénario est donc meilleure pour ces dépôts plus anciens. Cinq phases principales peuvent être identifiées :

(1) De 47 ka BP à 22 ka BP – fin du stade 3 et début du stade 2
(2) De 22 ka BP à 17 ka BP – stade 2
(3) De 17 ka BP à 9ka BP – transition pleistocène holocène

P1 : de 47 ka BP à 22 ka BP – Les dynamiques alluviales dominent largement cette longue phase dans des conditions relativement stables permettant de puissants épandages de sédiments dans une large plaine d'inondation. Cette phase correspond au dépôt de l'unité UJ particulièrement bien développée dans ce secteur. Son étude nous a permis de déceler deux phases distinctes déjà pressenties dans les ravinements de Toumboura :

P1. 1 de 47 ka BP à 32 ka BP - Des conditions environnementales relativement humides.
L'étude des ravinements de Missira permet de confirmer la distinction de deux unités au sein de U_J. La première unité témoigne de conditions relativement humides dans la vallée. Des sables essentiellement constitués de quartz à la morphologie émoussés-luisants sont transportés et déposés dans une large plaine alluviale. Ce transport nécessite une énergie relativement importante et stable au regard de la puissance et de l'étendue du dépôt. Les phytolithes de l'échantillon T1 sur la coupe TMBI attestent bien d'une végétation assez fermée avec localement une végétation caractéristique de zone humide.

P1.2 de 32 ka BP à 22 ka BP- Une évolution graduelle vers des conditions plus sèches.
Cette seconde phase correspond au dépôt UJ tel qu'observé largement dans les sédiments de la coupe TMBI. La proportion de sables diminue et la morphologie RM des quartz augmente. Par ailleurs, des concrétions ferrugineuses sont observées dans la coupe et au microscope. Si les

apports alluviaux sont toujours importants comme le prouve la puissance du dépôt, la nature des apports sédimentaires se diversifie. On suppose ici que les apports de latéraux augmentent, dans des environnements plus ouverts, évoquant une tendance à l'aridification.

P2 : de 22 ka BP à 17ka BP – Au début du stade isotopique 2, une phase courte d'instabilité climatique et environnementale intervient. Elle est marquée par des pulsations sèches qui déstabilisent un hydrosystème déjà sensible.

Plusieurs échantillons estimés à 21 ka BP présentent une nette proportion de limons mélangés à des sables. Les pulsations sont moins marquées que dans les résultats sédimentologiques des échantillons de TMBI, mais on peut envisager ici que cela tient à la moins bonne résolution des analyses. Les analyses phytolithiques de l'échantillons M12 indiquent (comme sur l'échantillon T12) des conditions encore relativement arides mais avec localement une végétation de zone humide. Le faciès lité de cette unité évoque une alternance de pulsations sèches et humides, toujours dans un contexte de large plaine d'inondation. La coupe Arrakis apporte des résultats nouveaux par rapport à l'étude des ravinements de Toumboura. Ces sables très bien triés, rouges, au pendage proche de 30 ° évoque des figures dunaires. Ils sont très localisés, sur un axe nord-sud parallèle au lit actuel de la Falémé. Ces sables pourraient témoigner de pulsations plus sèches attribuées au dernier maximum aride. Ces petites dunes, lorsqu'elles n'ont pas été érodées, ont été recouvertes par les limons de débordement de U_S, lors d'une période plus humide. L'horizon supérieur de Us avait déjà été distingué de l'ensemble de l'unité dans les accumulations étudiées à Toumboura. Cet horizon a été nommé U_{SSUP}, ses sédiments comportent une grande proportion d'argiles qui se sont déposées dans un environnement probablement plus humide et moins énergique, permettant l'activation de processus de décantation. Cette unité précède le dépôt des sédiments grossiers de C_{SC}. Ce niveau de chenal n'est visible qu'en un point des ravinements de Missira, la coupe Missira I. Il est contraint entre 20 ± 2 ka BP et 18 ± 1 ka BP, précédé d'une unité U_{SSUP} bien développée (M6). Vers 17 ka BP, la fin de cette phase d'instabilité est marquée par des conditions humides et stables qui permettent un puissant dépôt de sédiments limoneux, dans une vaste plaine d'inondation. Ce dépôt correspond à l'unité U_C relativement mal conservée dans les ravinements de Missira. Une proportion non négligeable de sables dont les quartz sont RM subsiste, de même que des traces d'oxydations témoignent d'émersion temporaire des sédiments.

P4 : de 17 ka BP à 9 ka BP - Une aridification graduelle

Cette phase correspond aux dernières unités sédimentaires attribuées au pléistocène et à la

transition avec l'holocène : U_G et C_{SUP}. U_G, comme U_C, est mal représentée dans les ravinements de Missira. On observe cependant un retour des instabilités climatiques qui semblent se traduire par une aridification graduelle. Des concrétions noires et rouille apparaissent dans les sédiments et les proportions de quartz à la morphologie RM augmentent. Ces résultats témoignent d'une augmentation des apports de versants dans la plaine d'inondation, aux dépens des dynamiques alluviales. La transition pléistocène-holocène est marquée par un épisode torrentiel à l'origine du dépôt de C_{SUP}. Le faciès de cette unité sédimentaire rappelle bien l'unité C_{SC}. La date estimée à 9 ka BP est incertaine. Ce niveau sort du cadre temporel du pléistocène mais il témoigne d'un épisode très énergique qui succède à la dernière phase sèche du pléistocène. Cette unité subit aujourd'hui un démentellement intense et elle pourrait être un témoin rare du passage du stade isotopique 2 au stade isotopique 1.

Partie 4 - Les dynamiques hydrosédimentaires de la Falémé depuis le pléistocène récent dans leur contexte régional entre forçages climatiques et anthropiques

Chapitre 10 La Falémé au cours du pléistocène récent : le rôle des forçages climatiques

Chapitre 11 La Falémé au cours des 12 derniers millénaires : forçages climatiques et anthropiques

Chapitre 10

10 La Falémé au cours du pléistocène récent : le rôle des forçages climatiques

Les archives sédimentaires de la Falémé se révèlent très propices à l'étude des paléoenvironnements du pléistocène supérieur. Pour cette période, les changements climatiques étudiés sont essentiellement de deux ordres : les grandes phases climatiques liées aux cycles glaciaires et interglaciaires, et les fluctuations climatiques dont la cyclycité est plus courte, comme les évènements de Heinrich qui durent entre cinq et dix mille ans. Les résultats de l'étude géomorphologique et sédimentologique de la basse vallée de la Falémé offrent une bonne corrélation avec les grands cycles climatiques attestés notamment par l'étude des carottes glaciaires. Dans ce chapitre, nous évoquerons dans un premier temps les environnements associés à une aridification progressive dans la basse vallée de la Falémé entre 47 et 18 ka BP, puis la transition du Dernier Maximum Glaciaire à l'holocène (18-11,7 ka BP), enfin, nous aborderons la question des épisodes torrentiels courts (44 ka BP, 21-18 ka BP, 9 ka BP) et confronterons nos résultats avec les référentiels régionaux.

Pour chacune des périodes identifiées, des hypothèses de fonctionnement saisonnier ont été formulées sous forme de bloc diagramme. Une unique légende a été établis en **Figure 173**.

10.1 La transition vers des conditions plus arides au pléistocène supérieur (47-18 ka BP)

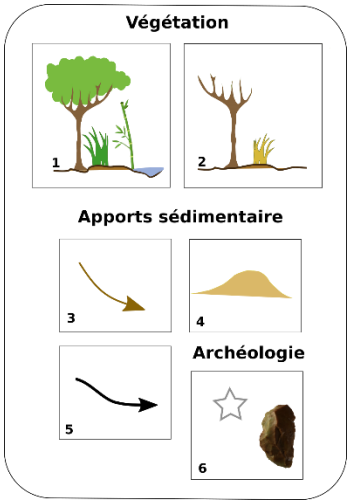


Figure 173 : *légende de l'ensemble des figures du chapitre 10*

1 : *strate arborée, herbacée voire des bambous correspondant à une phase relativement humide ;* ***2 :*** *strate arborée et herbacée correspondant à une phase sèche ;* ***3 :*** *apports éoliens ;* ***4 :*** *formation de dunes ;* ***5 :*** *apports colluviaux ;* ***6 :*** *occupation humaine.*

Les enregistrements paléoclimatiques concernant la fin de la dernière ère glaciaire sont rares en domaine continental ouest africain. À ce jour, trois études peuvent réellement servir de comparatifs régionaux solides : deux séquences lacustres avec les séquences polliniques des lacs de cratère Bosumtwi et Barombo Mbo(Gasse, 2000; Lézine et Cazet, 2005), et une séquence fluviale avec l'étude multi-proxies de la vallée du Yamé au Mali (Lespez et al., 2008). Le peu de données régionales disponible pour cette période donne toute son importance à la séquence chronostratigraphique de la Falémé. Pour La période 47-18 ka BP, correspondant à la fin de la dernière ère glaciaire, les résultats des études sédimentologiques dans la Falémé ont permis d'éclairer deux périodes distinctes:

(1) Le pléistocène supérieur ancien noté (47-23 ka BP) caractérisé par une ambiance fraîche et relativement humide qui correspond grossièrement aux phases b et c du stade isotopique 3 (Railsback et al., 2015), et représenté dans la vallée par l'unité sédimentaire U_J

(2) La période (23-18 ka BP) qui correspond sommairement à la période centrale du dernier Maximum Glaciaire enregistré à l'échelle globale est caractérisée par une tendance forte à l'aridification.

10.1.1 Le Pléistocène supérieur ancien (47-23 ka BP)

La première période correspond principalement au dépôt de UJ. Les analyses sédimentologiques attestent de processus majoritairement alluviaux. Les sédiments fins se déposent sous forme de vastes épandages dans une très large plaine d'inondation. On envisage ici des crues lentes saisonnières qui n'autorisent le transport que des particules les plus fines, et des processus de décantation importants. Néanmoins elles sont sans doute brèves car le taux de sédimentation annuel est faible, les études des phytolithes montrent que la végétation de la plaine alluviale ne comporte pas de végétation de type palustre bien développée alors que les

études micromorphologiques montrent une pédogenèse lessivante assez nette (**Figure 174**). Il doit demeurer au centre de la plaine de rares chenaux éphémères plus énergiques (**Figure 175**).

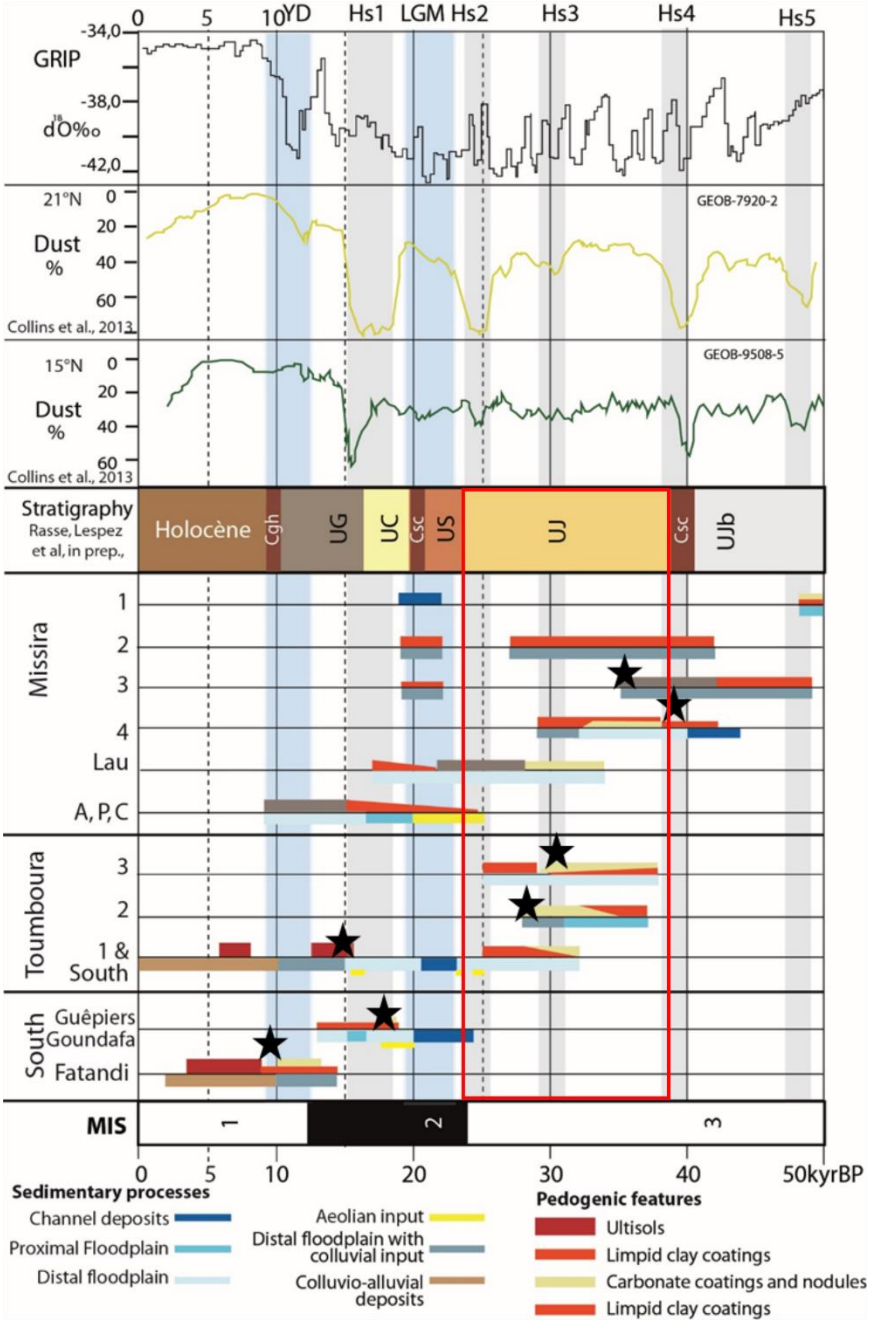


Figure 174 : *synthèse des résultats des analyses micromorphologiques en cours (L.Lespez)*

L'énergie des crues semble insuffisante pour éroder les sédiments de la plaine d'inondation de la basse vallée et une dynamique d'aggradation régulière s'opère. On envisage donc deux sources de sédiments : (1) des apports longitudinaux distaux avec une contribution majeure des précipitations du domaine guinéen et permettent un transport des sédiments les plus fins dans des conditions calmes, depuis la haute et moyenne vallée ; et (2) des apports latéraux comprenant des sédiments éoliens potentiellement originaires du Sahara ou de ses marges. Les

études morphoscopiques des quartz abondent bien dans ce sens : l'absence de grains non-usés atteste de la faiblesse des processus d'érosion locale, tandis que la présence d'un mélange de grains émoussés-luisants et de grains ronds-mats témoigne du mélange des processus alluviaux longitudinaux, et éoliens.

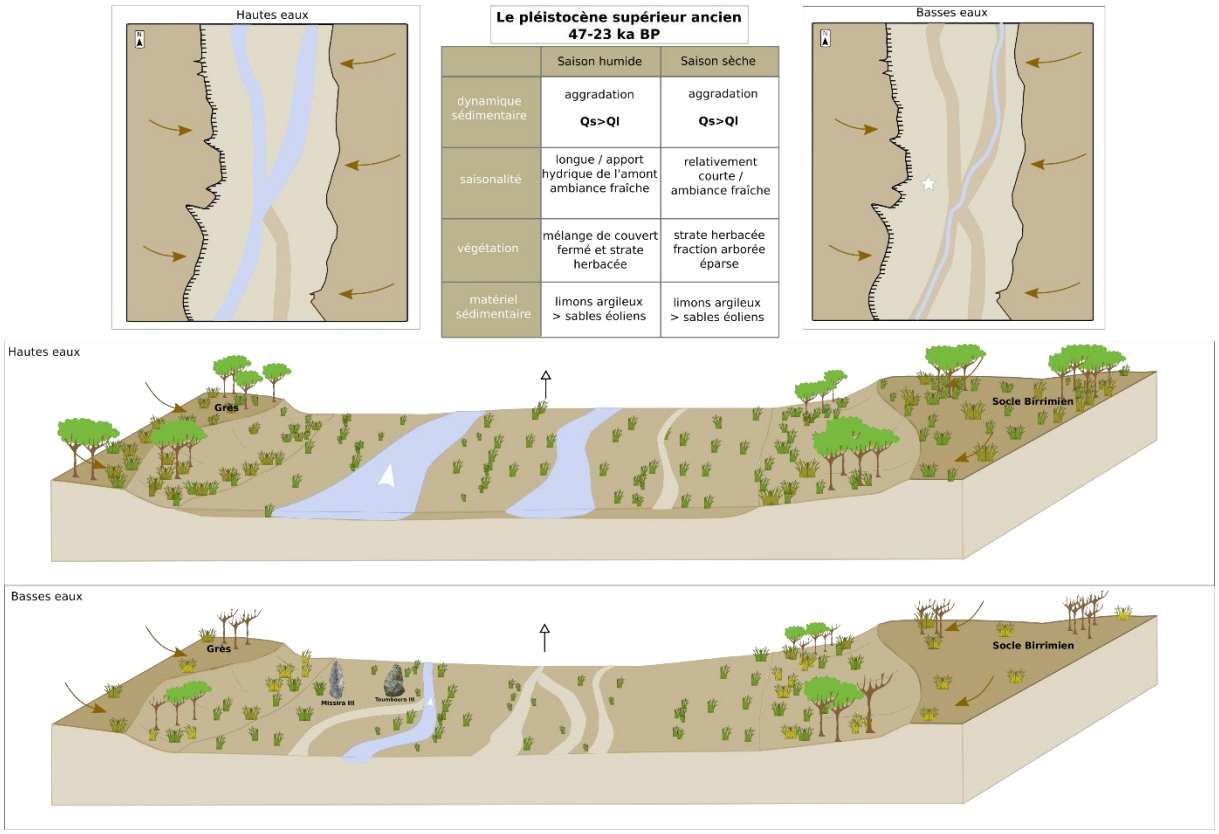


Figure 175: *scénario de fonctionnement de la vallée de la Falémé à la fin de la dernière ère glaciaire*

Les mécanismes d'engorgement sédimentaire d'une large plaine d'inondation décrits ici rappellent le fonctionnement des oueds du sud-ouest marocain au pléistocène supérieur (Weisrock et al., 2006) ou encore de la rivière namibienne Kuiseb en Afrique du Sud (Heine et Heine, 2002) . Dans ces environnements arides et semi-arides, l'étude de formations silteuses épaisses datées respectivement entre 55 et 25 ka BP, et 23 et 19 ka BP, a permis l'élaboration du concept de « *slack water flood deposits* ». Ce type de dépôt très spécifique vient complexifier le schéma initial de transfert sédimentaire fonctionnel d'un compartiment de la vallée à l'autre. En effet, dans notre cas d'étude, comme dans les oueds sud-marocains, au Pléistocène supérieur, les flux solides semblent dépasser les flux liquides en zone aval, conduisant à un engorgement sédimentaire généralisé dans des conditions de crues calmes et au moins ponctuellement de niveau de nappe élevé. La faiblesse de ces crues ne permet pas de mobiliser une charge de fond jusqu'en basse vallée et l'engorgement est constitué d'un matériel fin. Les

mécanismes de ces dépôts sont encore mal connus, mais ils semblent illustrer la rencontre de phénomènes climatiques à petite échelle, et de conditions géographiques locales (Wengler et al., 2002 ; Weisrock et al., 2006). Ces épais dépôts silteux rappellent également les dépôts observés dans la vallée du Yamé au Mali (Rasse et al., 2006 ; Laurent Lespez et al., 2008). Entre 55 et 30 ka BP, le comblement général d'une large plaine d'inondation par des sédiments fins semble répondre au même dispositif.

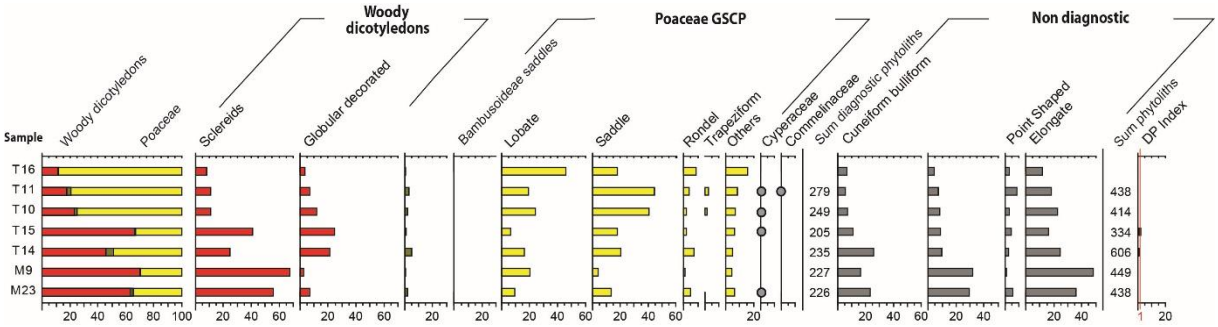


Figure 176 : *diagramme phytolithique pour la période 47 - 23 ka BP (A.Garnier)*

Les analyses phytolithiques attestent d'une ambiance fraîche comme le suggère la présence de phytolithes produits par les Pooideae (trapeziform, **Figure 176**). Cependant les pourcentages relativement importants dans les assemblages de morphotypes représentatifs d'une végétation arborée et arbustive (woody dycotyledons, **Figure 176**) témoignent de conditions, au moins locales, encore assez humide. La bonne représentation des cellules siliceuses produites par les Poaceae indique quant à elles, le développement d'une strate graminéenne et donc d'un milieu assez ouvert. La présence d'un écoulement pérenne dans le centre de la vallée pourrait expliquer la persistance d'un couloir de végétation arborée et arbustive dans la plaine d'inondation, entouré d'une savane relativement ouverte. Les analyses micromorphologiques attestent de processus de pédogenèse mal exprimés qui pourraient confirmer l'ambiance fraîche de la fin de la dernière ère glaciaire. Ces dépôts seraient donc liés à des précipitations sans doute plus régulières qu'aujourd'hui, au cours d'une saison humide bien affirmée, le tout dans une ambiance plus fraîche. L'importance de la fourniture sédimentaire pourrait quant à elle s'expliquer par une saison sèche longue justifiant le dépôt d'un abondant matériel éolien (Coudé-Gaussen, 1989 ; Coudé-Gaussen and Rognon, 1995). Dans ce schéma proposé, les précipitations en domaine guinéen jouent un rôle déterminant, notamment pour le déclenchement des crues. Une étude des séquences polliniques de six tourbières des montagnes équatoriales (1850 à 2200 m d'altitude) révèle entre 40 et 30 ka BP le développement d'une véritable couverture forestière dans les montagnes centrafricaines (Bonnefille et Chalié, 2000).

Dans cette étude, les pollens d'espèces arborées sont utilisés pour étudier les variations du couvert forestier. Malgré des incertitudes concernant le cadre chronostratigraphique, cette étude confirme bien l'existence d'une phase humide à la fin de la dernière ère glaciaire, avant une aridification qui s'amorce autour de 30 ka BP, et la diminution drastique des taxons forestiers en milieu montagnards. Des précipitations abondantes et un couvert forestier dense dans les montagnes du Fouta Djalon, pourraient justifier des crues lentes et turbides dans la basse vallée de la Falémé entre 47 et 23 ka BP. Enfin la comparaison de ces données océaniques avec les données continentales de référence des deux lacs évoqués plus haut permet de mettre en avant l'hypothèse de la persistance d'une humidité entre 28 ka et 26 ka BP avec la présence d'une forêt galerie entourée d'une savane humide dans le bassin versant du fleuve Niger (Lézine et al., 2005).

10.1.2 La période centrale du dernier Maximum Glaciaire (23-18 ka BP)

La période suivante est mieux documentée en Afrique de l'Ouest et à l'échelle continentale, en raison des recherches menées en milieux lacustrex et océaniques et des possibilités de datations permises par le radiocarbone. Dans la vallée de la Falémé, elle correspond au développement d'un environnement plus sec et moins stable. Ce phénomène d'aridification s'illustre par une augmentation de la granulométrie qui traduit une augmentation de la compétence du cours d'eau, corrélée à une ouverture du couvert végétal et une disparition des espèces de zone humide. Cette tendance s'observe dès la partie sommitale de l'unité UJ et s'affirme surtout à travers le dépôt de l'unité US. L'analyse des phytolithe suggère une phase de transition qui s'amorce dès la fin de UJ mais qui ne se traduit pas dans la dynamique sédimentaire. En effet, elle montre une ouverture du couvert végétal dès 32 ka BP. L'unité US, en revanche, atteste de dynamiques différentes. Son caractère sableux et lité révèle des pulsations plus énergiques, absentes entre 47 et 32 ka BP. La couleur rouge de certains lits sableux évoque une augmentation des processus de colluvionnement aux dépens des cuirasses ferrugineuses. L'ensemble des caractéristiques sédimentologiques, micromophrologiques et phytolithiques de US atteste d'une aridification.

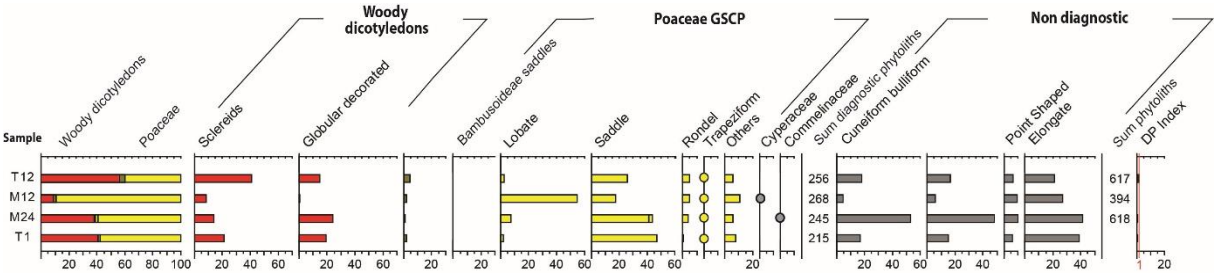


Figure 177: diagramme phytolitique pour la période 23-13 ka BP (A.Garnier)

Les phytolites de poaceae très représentés dans les échantillons T1, M24, M12 et T12 témoignent bie de cette aridification progresisve (**Figure 177)**.

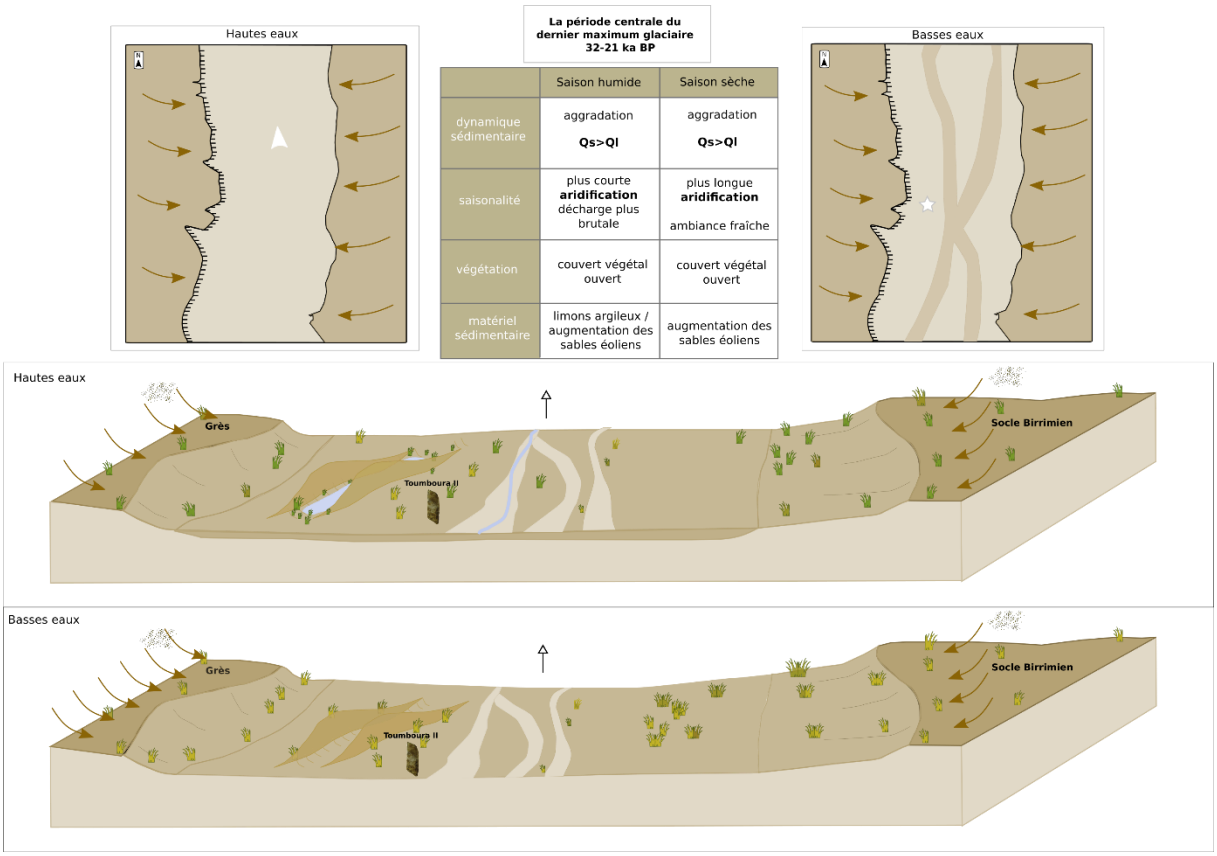


Figure 178 : *scénario d'évolution de la vallée de la Falémé au Dernier Maximum Glaciaire*

Par ailleurs, les dépôts observés à Missira et datés autour de 21 ka sur la coupe Arrakis présentent des figures de stratification et des faciès qui indiquent un remaniement éoliens clairs. On envisage donc une intensification de la saison sèche lors de laquelle de petits édifices dunaires se construisent dans la plaine d'inondation, autour de 21 ka BP. Les dynamiques alluviales restent toutefois présentes. Pour expliquer la mise en place de dépôts plus grossiers présentant de beaux faciès fluviatiles et des ravinements internes multiples, on envisage un raccourcissement et une intensification de la saison des pluies. La diminution et la concentration

des pluies sur des périodes plus courtes expliqueraient à la fois l'ouverture du couvert végétal, l'augmentation de l'énergie des écoulements et la présence de sables dans le dépôt US. Au cours de cette période, le rapport entre les débits solides et les débits liquides reste déséquilibré : les flux solides, renforcés par les apports éoliens plus abondants restent dominants, tandis que les flux liquides restent insuffisants pour évacuer la charge sédimentaire sablo-limoneuse. La dynamique générale au Dernier Maximum Glaciaire est donc une dynamique d'aggradation, contrebalancée par des épisodes torrentiels dont il sera question dans la troisième sous-partie de ce chapitre. En domaine continental, les archives sédimentaires de cette période sont rares. Dans la vallée du Yamé, cette période correspond à un important hiatus sédimentaire (Laurent Lespez et al., 2008). En Afrique de l'Ouest subéquatoriale, l'étude des lacs de cratère Barombo Mbo et Bosumtwi (entre 300 et 600 m d'altitude) met en lumière la persistance d'une humidité et d'une fraicheur significative entre 28 ka et 24 ka BP (Maley et Brenac, 1998 ; Maley, 2004). Cependant les études menées sur le lac Bosumtwi mettent en avant une aridification amorcée autour de 29 ka et qui se manifeste de manière plus remarquable par des pulsations sèches suivies de phases relativement humides vers 25,9 ka BP, 21,9 ka BP et 17, 5 ka BP (Talbot and Johannessen, 1992 ; Gasse, 2000). Au Sahel, les études menées sur le lac Tchad donnent des résultats légèrement différents avec une recharge des aquifères entre 28 et 23,2 ka BP avant une interruption attribuée au Dernier Maximum Glaciaire (Edmunds, 1999 ; Gasse, 2000). Dans le golfe de Guinée, la séquence pollinique du carottage KW31 prélevée au large de l'embouchure du fleuve Niger offre un enregistrement exceptionnel pour la fin du stade isotopique 3 et l'aridification du Dernier Maximum Glaciaire (Lézine et al., 2005). Les nombreux lacs d'Afrique de l'Est équatoriale ont également enregistré cette aridification. Les lacs Tanganyika, Victoria et Albert ont connu des niveaux particulièrement bas voire même ont été totalement asséchés entre 22 ka et 20,5 ka BP, réduisant ainsi notablement la décharge saisonnière du Nil qu'ils alimentent (Said, 1993 ; Gasse, 2000). L'ensemble des données régionales permet ici de dégager une tendance commune à l'Afrique de l'Ouest malgré des différences dans la chronologie : si le dernier maximum glaciaire est communément contraint entre 21 ka et 18 ka BP, une aridification s'amorce dès la fin du stade isotopique 3, entre 29 ka et 23 ka BP selon les sites étudiés. Dans la vallée de la Falémé, les études phytolitiques suggèrent une amorce d'aridification vers 32 ka BP mais la morphologie du lit de la rivière ne semble pas transformée avant la période la plus aride sans doute située vers 23-18 ka BP comme dans la plupart des enregistrements disponibles. L'étude permet donc d'ajouter un jalon de l'impact du Dernier

Maximum Glaciaire entre le Sahel et le domaine équatorial et entre les côtes du Sénégal et le lac Tchad.

10.2 Du dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène (18-11.7 ka BP) : une lente transition vers des conditions plus chaudes et plus humides

La transition entre le Dernier Maximum Glaciaire et l'holocène est unanimement marquée par l'installation plus ou moins progressive de conditions humides au moins à partir de 15 ka BP (Gasse, 2000). L'étude des sédiments de la Falémé révèle le développement précoce d'une ambiance plus humide vers 17 ka BP. On peut distinguer deux phases :

(1) La période de transition entre le Dernier Maximum Glaciaire et le Tardiglaciaire (18 ka-15 ka BP) montre le développement précoce d'une ambiance plus humide avant un retour à des conditions sèches à la fin de la période
(2) La transition vers les conditions climatiques holocènes (12-9 ka BP) matérialisées par l'unité sédimentaire UG.

10.2.1 La transition entre le Dernier Maximum Glaciaire et le Tardiglaciaire (18-15 ka BP)

Le passage du Dernier Maximum Glaciaire au Tardiglaciaire montre un changement sédimentaire remarquable et le retour vers des unités épaisses et fines (UC et UG) qui caractérisent la transition vers l'holocène. La période 17-15 ka BP correspond dans la vallée de la Falémé à une oscillation plus humide suite à l'optimum aride daté entre 21 ka et 18 ka dans la vallée. Dans une large plaine d'inondation, des écoulements lents et turbides permettent le dépôt des limons sableux (UC) qui témoignent de crues de faible énergie. Les traits rédoxiques attestent d'un battement de nappe significatif. Malgré une augmentation des précipitations et le développement d'une végétation de zone humide temporaire, avec la présence significative des bambous dont témoignent les analyses des phytolithes (période 3.A sur les diagramme phytolithiques **Figure 180**), on envisage un maintien des étiages à un niveau très bas (**Figure 179**). Il n'est d'ailleurs pas impossible qu'une partie de ces phytolites soit issue de sédiments provenant de l'amont de la Falémé. Par ailleurs les analyses micromorphologiques ont révélé des indicateurs de pédogenèse moyennement développée, évoquant la persistance d'une relative fraîcheur (**Figure 174**).

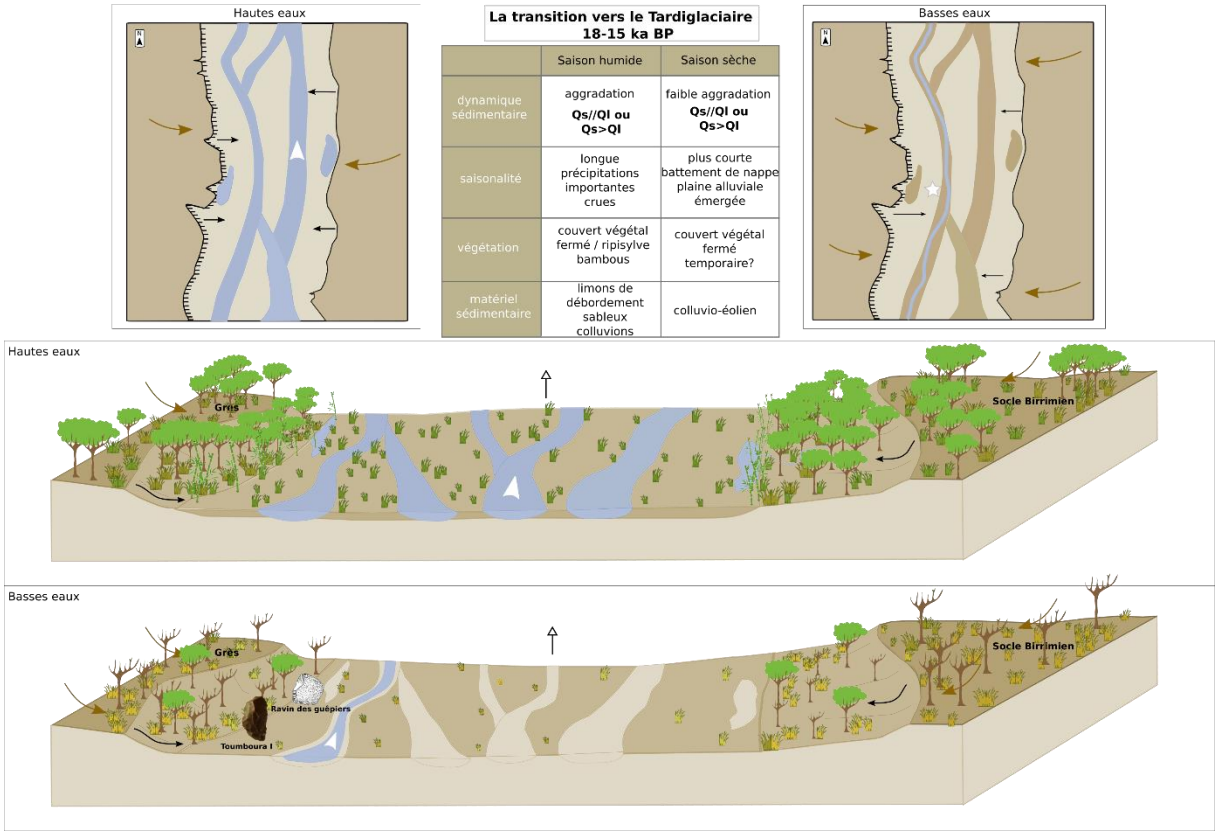


Figure 179 : *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé après le de Dernier Maximum Glaciaire (18-15 ka BP)*

La fin de cette période est marquée par un retour à des conditions plus aride autour de 15 ka BP. Cette tendance s'observe notamment grâce aux phytolithes avec la disparition des morphotypes de bambous et l'aumentation des autres Poaceae dans la partie supérieure de l'unité UC (échantillon T13- **Figure 180**).

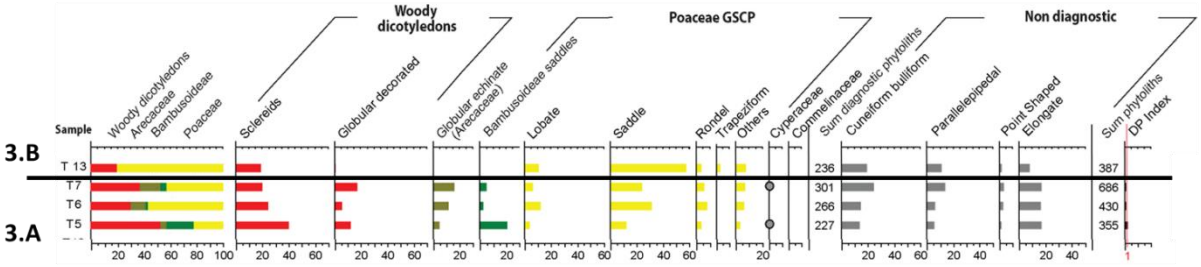


Figure 180 *: diagramme phytolitiques pour la période 18 - 13 ka BP (A. Garnier)*

10.2.2 La transition vers l'Holocène (12 – 9 ka BP)

La période 12-9 ka BP est caractérisée par des processus alluviaux actifs dans un environnement en plein changement (**Figure 6**). La sédimentation témoigne de processus d'érosion des glacis et d'un colluvionnement important. La présence de nodules carbonatés dans l'unité UG évoque un lessivage des sols à la fois important et inachevé. C'est le seul niveau carbonaté largement

développé identifié dans les séquences sédimentaires de la vallée. La présence de ces nodules évoque des processus de pédogenèse qui nécessitent à la fois une humidité et des températures suffisamment élevées. La question de l'origine et de la mise en place des concrétions et des nodules carbonatés a été soulevée par plusieurs chercheurs et chercheuses en domaines soudano-sahéliens (Naiman et al., 2000 ; Diaz et al., 2016 ; Dietrich et al., 2016; Chevrier et al., accepté). Dans la vallée de la Falémé, leur présence est récurrente car le substrat est en partie carbonaté même s'ils sont facilement lessivés dans les environnements subtropicaux humides (White et Blum, 1995 ; Likens et al., 1998). Plusieurs hypothèses ont été formulées mais de nombreuses questions subsistent. Au nord du Cameroun, des nodules carbonatés ont été découverts dans un contexte géomorphologique très similaire à la vallée de la Falémé. Ils ont été datés des périodes les plus humides de l'Holocène (10 – 5 ka BP). Associés à une matrice sédimentaire remarquablement argileuse, ils ont été observés en surface, donc dans une unité sédimentaire en cours d'érosion, et en coupe (Dietrich et al., 2016). Leur étude a permis d'écarter l'hypothèse d'une origine essentiellement allochtone des carbonates (Naiman et al., 2000) et de se concentrer sur l'intensité de la pédogenèse à l'origine d'une précipitation importante des carbonates. Dans notre cas, nous faisons l'hypothèse que la mobilisation des carbonates indique une saisonnalité pluviométrique marquée. Cependant la dissolution incomplète des carbonates indique que les processus qui caractérisent les sols ferralitiques ne se sont pas encore complètement développés. Un climat subtropical avec une longue saison humide favorisant la remontée du niveau des nappes et la mobilisation des carbonates, mais encore relativement sec et frais limitant le lessivage, pourrait expliquer la formation de ces concrétions comme l'hypothèse en a été faite pour le début de l'Holocène (Chevrier et al., accepté). Cette hypothèse est conforme avec l'augmentation de l'humidité dans une ambiance qui reste encore fraîche et qui caractérise à la fois la fin du stade 2 qui est en Afrique de l'Ouest également le début de l'Optimum Humide Africain.

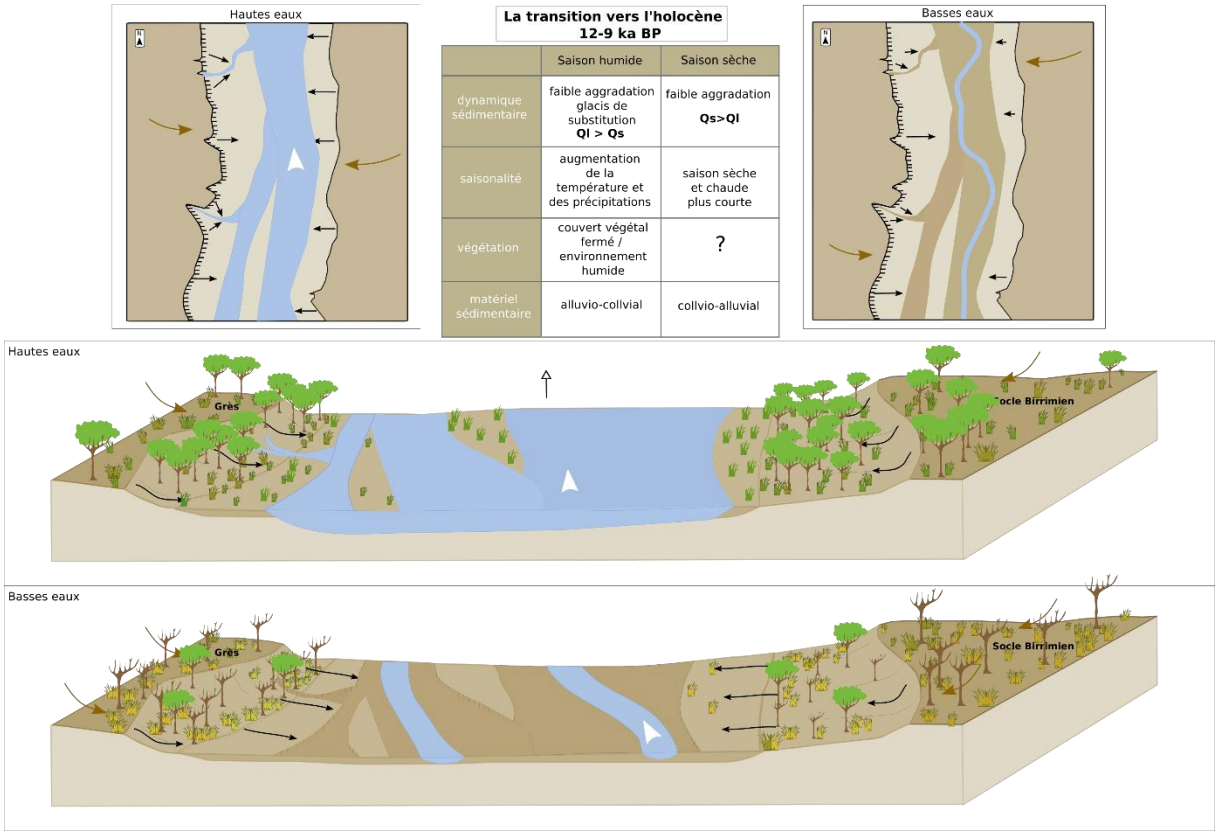


Figure 181 : *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé lors de la transition glaciaire -interglaciaire (12 ka - 9 ka BP)*

10.2.3 La mise en place de l'Optimum humide africain et ses conséquences dans la Falémé

La transition glaciaire – interglaciaire s'exprime donc bien dans la vallée de la Falémé. Les résultats synthétisés ci-dessus résonnent avec les référentiels régionaux. L'ensemble des études semblent s'accorder pour une réactivation des flux de mousson et une amorce de l'Optimum Humide Africain vers 12 ka BP. Les indicateurs d'une réactivation humide puissante sont en effet nombreux et dans des environnements variés. Les carottes océaniques ont enregistrés une diminution des poussières sahariennes vers 14.8 ka BP (DeMenocal et al., 2000) et une augmentation des débits du fleuve Niger vers 14.5 ka BP (Lézine et al., 2005). Les données produites par l'analyse des lacs équatoriaux, Bosumtwi, Barombo Mbo et Bambili, révèlent une augmentation significative de leur niveau d'eau, respectivement, à partir dede 14.5, 15.1 et 14.08 ka BP (Maley and Brenac, 1998; Shanahan et al., 2006; Assi-Kaudjhis et al., 2010). En Afrique de l'Est l'étude du lac Albert et du Nil Blanc concordent avec l'hypothèse d'une réactivation brutale des flux de mousson vers 15 ka BP (Williams et al., 2006). Enfin dans le bassin du lac Tchad, l'étude du principal tributaire du lac, le Komadugu Yobé, confirme également l'existence d'une augmentation des débits à partir de 15 ka BP (Maren Gumnior et al., 2007). Il semble donc bien que la phase humide identifiée dans la vallée de la Falémé entre

17 ka et 15 ka BP et qui se prolonge ensuite jusque vers le début de l'Holocène soit la signature de l'intensification et la migration du front de mousson vers le nord qui caractérisent le début de l'Optimum Humide Africain.

Comme dans le cas de la Falémé, plusieurs études paléoenvironnementales ont également mis en évidence un retour précoce d'un climat plus humide avant 15 ka BP. Ains, les résultats de l'étude du lac de cratère Tilla au Nigéria, située en zone soudanienne comme la basse vallée de la Falémé, a révélé une recolonisation forestière et une élévation du niveau des eaux dès 17 ka BP (Salzmann et al., 2002). Les résultats de l'étude du lac Bosumtwi plus au sud ont également révélé une première élévation mineure vers 16.3 ka BP (Shanahan et al., 2006); enfin les alluvions du Congo ont livré des signes d'augmentation des débits dès 16.5-16 ka BP (Battarbee et al., 2004). En Afrique de l'Est équatoriale plusieurs lacs ont également révélé des signes de réactivation entre 17 ka et 16 ka BP (Gasse, 2000) tout comme en Afrique du Sud (Partridge et al., 1999).

L'hypothèse d'une réactivation de forte amplitude vers 15 ka BP commune à de nombreux sites d'Afrique et d'oscillations locales antérieures a été formulée notamment par Barker et al., 2004 (Battarbee et al., 2004). Le débat n'est donc plus tant de savoir si l'amorce de l'Optimum Humide Africain est brutale ou graduelle mais de mieux dater et caractériser des oscillations de moindre ampleur intervenues entre 18 ka et 15 ka BP. Dans la vallée de la Falémé, la réactivation humide non associée à une hausse de température est observée dès 17 ka BP et rattache la Falémé aux enregistrements continentaux soudano-guinéens disponibles témoignant de la domination méridionale du fonctionnement du système fluvial. On peut également envisager que l'absence d'augmentation des températures avant 15 ka BP modère l'amplitude de cette réactivation humide précoce en particulier pour la reconquête forestière des milieux végétaux.

Nous avons identifié des oscillations climatiques secondaires au sein de cette longue période de transition en particulier la période aride vers 14-13 ka BP. Nous manquons de données pour conduire une comparaison régionale. Néanmoins le rapprochement avec les épisodes globaux reconnus comme des changements climatiques rapides et intenses au Pléistocène supérieur, comme l'évènement 1 de Heinrich (H1) (grossièrement daté entre 18 ka et 15 ka BP) et le Dryas Récent (daté entre 12.9 et 11.7 ka BP) est tentant. Le H1 a été particulièrement étudié en raison de l'intensité de l'aridité qui s'installe et qui se traduit par une formation significative de dunes

jusqu'à 13°N (Mulitza et al., 2008) ; (Collins et al., 2013). Le Dryas récent a également été largement étudié, il se traduit dans l'hémisphère nord comme un coup de froid brutal dans une ambiance globale de réchauffement climatique. Ces phénomènes complexes ne peuvent pas être envisager comme uniformes (Bouimetarhan et al., 2013) et l'analyse reste à approfondir à la fois chronologiquement et dans la caractérisation de dépôts de cette phase pour être conclusive.

10.3 Des épisodes torrentiels courts : UBJ (44 ka BP), CSC (21-18 ka BP) et CSUP (9 ka BP)

Les dynamiques sédimentaires présentées ci-dessus ont plusieurs fois été interrompues par des passées grossières épaisses ravinant les sédiments fins. Malgré plusieurs années de campagne de terrain et des datations OSL ces épisodes sont complexes et leur compréhension reste partielle. Néanmoins leurs faciès sédimentaires sont proches malgré des positions stratigraphiques différentes et ils témoignent d'épisodes torrentiels majeurs. Le fonctionnement actuel de la rivière ne permettrait pas le transport de tels galets et aucun autre dépôt holocène ne témoigne d'une telle compétence de la basse Falémé. Les datations nous permettent d'isoler 3 épisodes distincts : CBJ, CSC et Csup. Deux types de dépôts se distinguent et témoignent de dynamiques différentes.

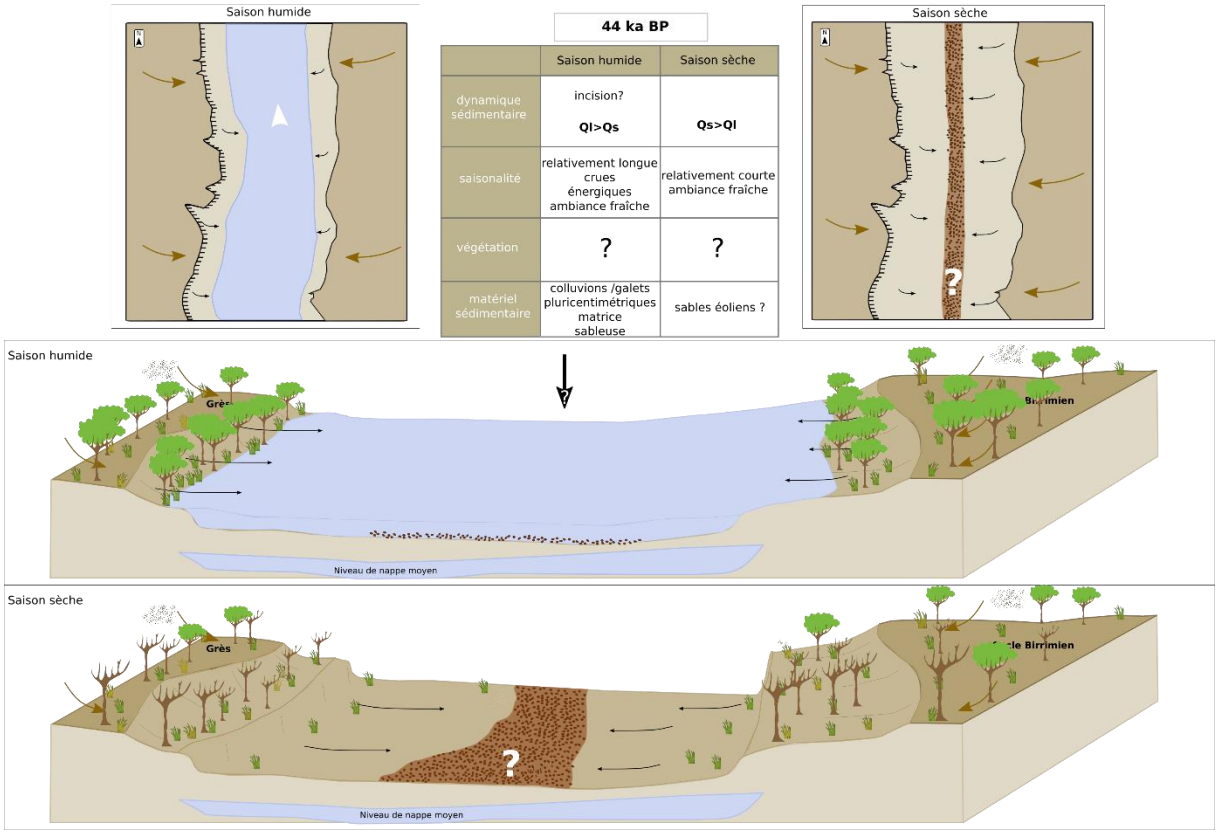


Figure 182 : *scénario de fonctionnement de la basse vallée de la Falémé lors des épisodes torrentiels de type* C_{BJ}

Le dépôt CBJ a été observé et échantillonné à proximité du lit mineur actuel, dans les secteurs de Sansandé et Alinguel. Il se présente, soit comme une banquette très indurée en cours de démantèlement par la rivière principale, soit sous forme de dépôt massif dans les ravinements latéraux, à proximité de leur confluence avec la Falémé (Huysecom et al., 2015, 2016 ; Rasse

et al., 2020). Les dates OSL incertaines situent ce dépôt autour de 44 ka BP. Le flou qui entoure ces datations empêche de questionner le dépôt CBJ en tant qu'évènement spécifique du pléistocène supérieur. Sa granulométrie grossière évoque une charge de fond très conséquente. L'émoussé remarquable des galets pluricentimétriques évoque un temps de transport très long. On suppose donc un transport longitudinal depuis la moyenne, voire la haute vallée de la rivière. La décharge détritique intervient au cours du stade 3. A partir des résultats présentés ci-dessus pour la période 47 ka-23 ka BP, il semblerait que l'ambiance ait été certes caractérisée par une certaine fraîcheur, mais également par une certaine humidité (**Figure 7**). Aucune donnée phytolithique ne permet pour cette unité de préciser l'état du couvert végétal à cette époque. Seule la comparaison avec des données régionales ou continentales peut permettre de formuler des hypothèses, en particulier avec les données issues des carottes océaniques. Sur la **Figure 183,** la comparaison de la courbe de l'isotope 18 de l'oxygène élaborée à partir de l'étude de la carotte glaciaire GRIP (Groenland), des courbes des poussières issues de l'étude de la carotte océanique MD03-2705 (18°N) et de la carotte GeoB95-26-5 (12°N), et des courbes de fraction arborée et herbacée au Sahel associées à la courbe des précipitations, permettent de formuler une hypothèse. A l'échelle de l'Océan Atlantique Nord, il est aujourd'hui convenu que des décharges abruptes d'icebergs ont eu lieu lors de la dernière glaciation, selon une cyclicité de 5 à 10 ka, engendrant des instabilités climatiques majeures (Heinrich, 1988; Bond et al.,1992; Broecker et al., 1992). Ces instabilités ont été interprétées aux hautes latitudes comme des pulsations froides dans une ambiance globale de réchauffement climatique (les évènements de Heinrich légendés **H** sur la **Figure 8**). Les mécanismes de fonctionnement de ces débâcles sont encore incertains, tout comme la manifestation de ces évènements majeurs aux basses latitudes. Depuis quelques années, l'étude des carottes océaniques prélevées aux larges des côtes ouest-africaines a permis d'identifier plusieurs anomalies climatiques à travers une abondance brutale de poussières (Jullien et al., 2007 ; Collins et al., 2013; McGee et al., 2013). Le nom de « *Low Latitude Events* » (évènement des basses latitudes) a été donné à 5 de ces anomalies identifiées. En termes climatiques et environnementaux, ces anomalies ont été interprétées comme des pulsations arides caractérisées par une intensification des vents, et donc, des apports de poussières éoliennes, et leur synchronicité avec les évènements de Heinrich est relativement bonne (**Figure 8**) (Jullien et al., 2007; Niedermeyer et al., 2009).

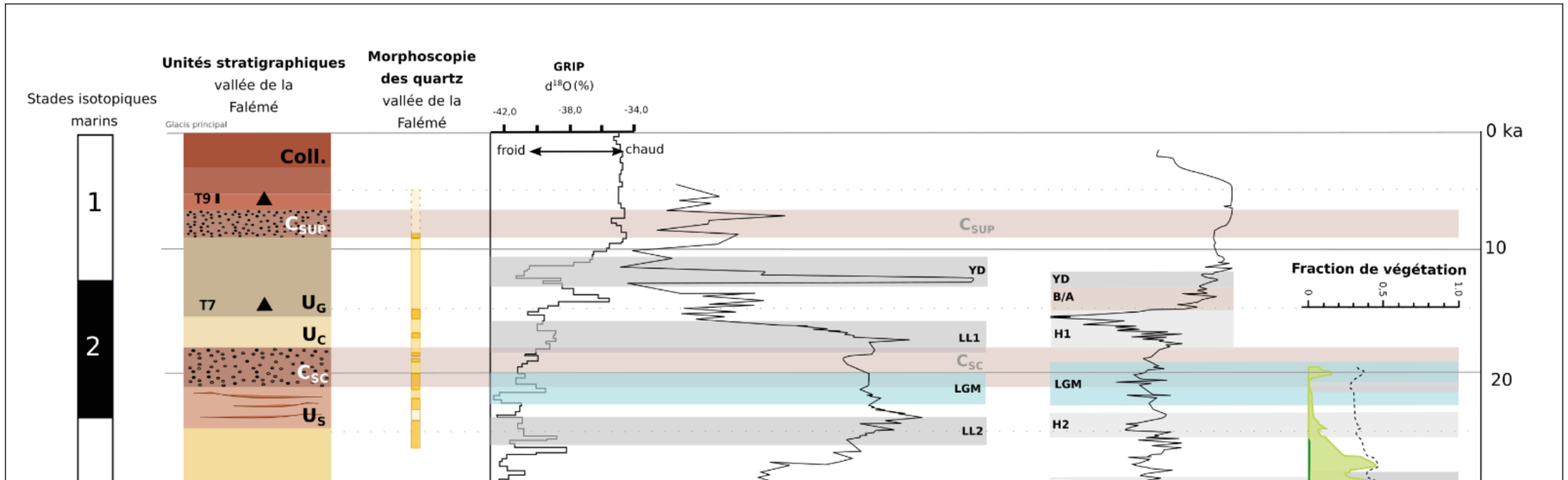


Figure 183 : comparaison de la séquence stratigraphique de la vallée de la Falémé et des référentiels planétaires

Le dépôt CBJ ne semble pas associé à un de ces 5 pics de poussière. En revanche il est associé à des modifications sur chacune des courbes de la **Figure 183**. La courbe des paléotempératures issue de la carotte GRIP prélevée au Groenland indique, dans l'ambiance globalement fraîche de la dernière ère glaciaire, une phase d'élévation des températures. Cette élévation succède à un épisode de températures particulièrement basses qui correspondrait relativement bien au LL5 et au H5. Les deux courbes qui traduisent la variation des flux de poussières en Afrique de l'Ouest, respectivement à 18°N (Jullien et al., 2007) et à 12°N (Collins et al., 2013) fonctionnent bien avec la courbe des paléotempératures : alors que la température s'élève, les flux de poussières diminuent, et lorsque les températures décroissent à nouveau, les flux de poussières augmentent. Les courbes qui représentent la végétation et les précipitations (**Figure 183**) révèlent toute la complexité d'une telle comparaison qui mêle des analyses sur des indicateurs différents, à des échelles différentes (Tjallingii et al., 2008). La courbe de la fraction herbacée sahélienne est particulièrement basse entre environ 50 ka et 40 ka, tandis que la fraction arborée est quasiment absente. Le dépôt CBJ semble associé à une chute brutale de la fraction herbacée vers 44/43 ka BP, qui pourrait paraitre en contradiction avec l'élévation des températures et la diminution des flux éoliens. La résolution de ces analyses n'est pas suffisante pour affirmer ici que la torrentialité associée au dépôt CBJ s'explique par une alternance climat aride / climat humide ou l'inverse. En revanche, il est intéressant de noter que la corrélation de ces données confirme l'hypothèse d'un pléistocène supérieur marqué par des pulsations très intenses (froides, fraîches et arides), qui ont pu avoir des implications paysagères et géomorphologiques cruciales. Le dépôt CBJ est la preuve de la sensibilité des hydrosystèmes soudano-sahéliens à ces instabilités, et de leur réponse rapide aux variations climatiques. Une étude approfondie de ce dépôt pourrait permettre de mieux cerner les conditions de mise en place de ces formations pendant les périodes les plus fraîches du pléistocène supérieur.

Les dynamiques associées aux dépôts CSC et CSUP sont différentes. Tout d'abord, ces dépôts correspondent à des périodes plus étudiées et donc mieux connues. En effet, le Dernier Maximum Glaciaire, l'évènement de Heinrich 1 (**H1**) et le Dryas Récent ont fait l'objet de nombreuses recherches en raison, notamment, de leur bonne datation au radiocarbone, mais aussi de l'intensité de ces évènements climatiques (Lancaster et al., 2002 ; Garcin et al., 2007; Mulitza et al., 2008 ; McGee et al., 2013). **Les dépôts CSC et CSUP** ont été estimés respectivement autour de 21 ka-18 ka BP et 9 ka BP. Ils ont été identifiés en position stratigraphique supérieure par rapport au lit actuel de la Falémé et, sont inscrits de manière plus localisée dans les ravinements latéraux de Toumboura et Sansandé pour CSC et Missira pour

CSUP. Ils correspondent sans doute au remplissage de chenaux de la Falémé (**Figure 184**). La **Figure 184** formule une hypothèse concernant le contexte environnemental et climatique du dépôt associé à l'unité CSC. L'unité CSUP est très proche, mais elle a été moins étudiée.

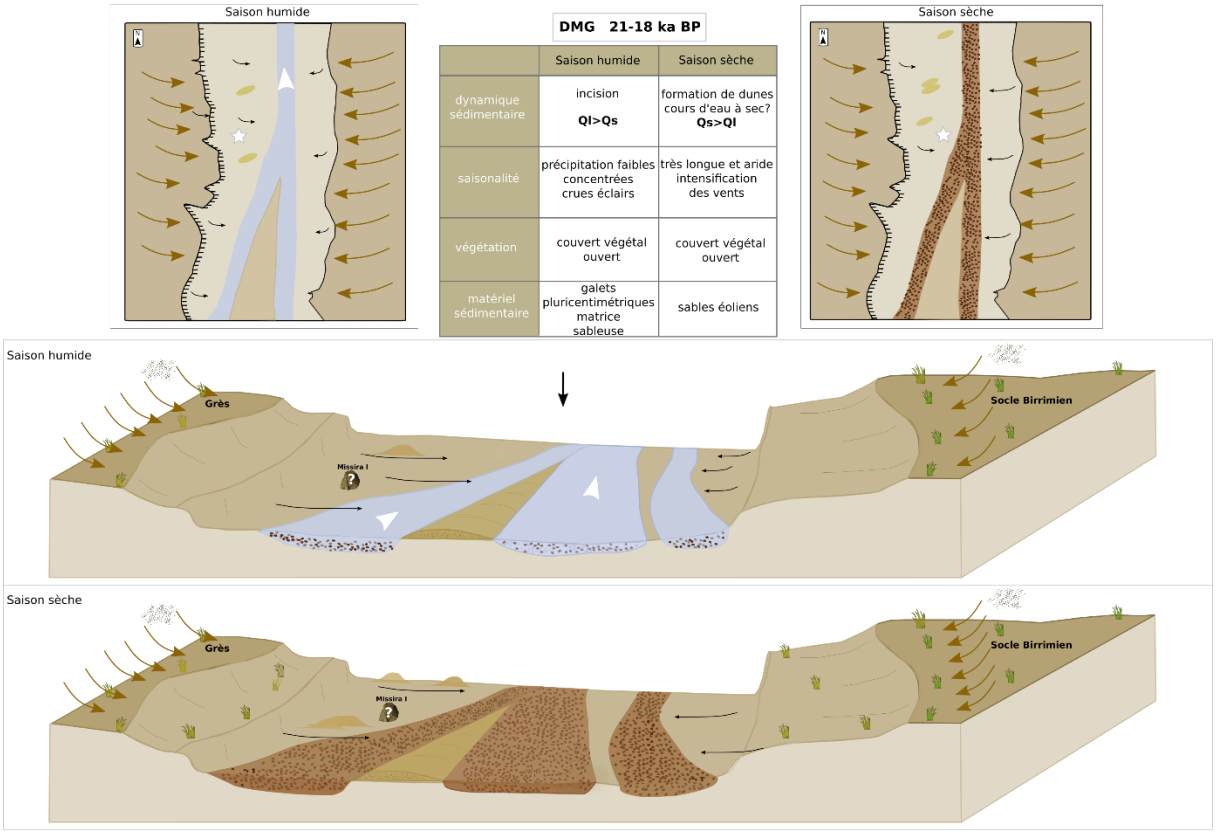


Figure 184 : *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé lors des épisodes torrentiels vers 21-18 ka BP*

Le dépôt CSC a été daté autour de 21-18 ka BPcorrespondant au cœur du Dernier Maximum Glaciaire. La comparaison des données de la Falémé avec les données régionales et mondiales permet ici de remarquer que les conditions sont bien différentes de celles associées au dépôt CBJ. On peut d'emblée noter que la séquence de Toumboura 1 permet une bonne comparaison avec les données régionales : le refroidissement et l'augmentation des flux de poussières (Jullien et al., 2007) bien identifié autour de 25 ka à 17 ka BP correspondent relativement bien aux variations de faciès des unités sédimentaires US, CSC et UC, dans la vallée de la Falémé. Les résultats de l'analyse morphoscopique des quartz pour cette période témoignent également de pulsations arides courtes et intenses. Les courbes de végétations enregistrent une baisse dramatique du couvert herbacé et une disparition totale du couvert arboré à cette période. L'ensemble des indicateurs témoignent d'une phase extrêmement aride. Le dépôt grossier de CSC semble donc bien être associé à un fonctionnement hydrosédimentaire déjà observé en domaine soudano-sahélien et semi-aride (Lespez et al., 2011 ; Berger et al., 2012 ; Garnier et

Lespez, 2019). Une aridification brutale entraîne une disparition du couvert végétal qui protège les sols. Ces derniers sont fragilisés, le ruissellement augmente dramatiquement lorsque des épisodes pluviométriques intenses et soudains interviennent (Mahé et Paturel, 2009). Des dynamiques d'érosion puissantes sont à l'œuvre dans les alluvions fines et non consolidées de US et UJ, permettant le transfert rapide de la charge solide grossière le long du cours d'eau principal. Les conditions de dépôt de CSC semblent bien associées à un épisode frais et aride. On pourrait donc envisager que les manifestations du Dernier Maximum Glaciaire dans la vallée de la Falémé soient étroitement liées à l'épisode très aride amorcé dès 25 ka BP. Cet épisode se traduit par une ouverture significative du couvert végétal au Sahel (Tjallingii et al., 2008), et correspond au LL2 (Jullien et al., 2007) des basses latitudes et au H2 des hautes latitudes (Heinrich, 1988). Dans la vallée de la Falémé, les apports éoliens s'intensifient dès 25 ka BP, attestant d'une aridité importante dès cette époque en domaine soudano-sahélien. La formation de dunes est d'ailleurs attestée dans le lit majeur de la Falémé autour de 21 ka BP (la coupe Arrakis). Ces reliquats de dunes attestent d'une avancée majeur de la frontière sahélo-saharienne à la fin de la dernière ère glaciaire (Lancaster et al., 2002 ; Collins et al., 2013). Ces observations montrent la capacité du système fluvial de la Falémé à réagir aux crises climatiques aigües du pléistocène supérieur et suggèrent une étude plus approfondie et plus systématique de ces décharges grossières.

Chapitre 11

11 La Falémé au cours de l'Holocène entre forçages climatiques et anthropiques

Les différentes analyses réalisées à partir de l'étude des carottes glaciaires arctiques et antarctiques mettent en avant un climat holocène relativement stable en comparaison avec les instabilités majeures de la fin de la dernière ère glaciaire et l'amplitude des changements climatiques brutaux du Tardiglaciaire (Gasse, 2000). Dans la basse vallée de la Falémé, l'Holocène ancien et moyen correspondent à un hiatus sédimentaire alors que l'Holocène récent est en revanche bien conservé avec l'enregistrement d'un système de terrasses alluviales emboîtées. La présence de ces terrasses témoigne de changements hydrosédimentaires à deux échelles questionnant ainsi la stabilité climatique de l'holocène :

(1) Aucune formation de terrasses alluviales n'a été observée pour les périodes antérieures aux trois derniers millénaires. Le développement de terrasses alluviales distingue très clairement la fin de l'Holocène à la fois du début de notre interglaciaire et du Pléistocène supérieur caractérisé par la mise en place du remblaiement majeur qui longe la Falémé et qui témoigne de dynamiques climatiques et environnementales différentes.

(2) A l'échelle de la formation des terrasses alluviales elles-mêmes : le façonnement de terrasses alluviales nécessite une certaine balance entre les flux solides et liquides, permettant une alternance de dynamiques d'aggradation sédimentaire et d'incision. Les facteurs à l'origine de cette variabilité des flux restent à discuter.

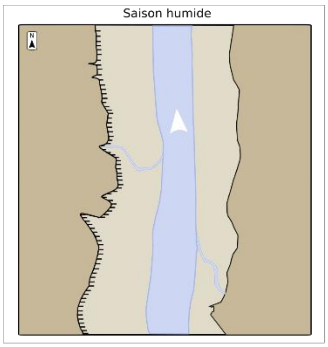
Dans la première sous-partie nous évoquerons le hiatus sédimentaire qui couvre l'Holocène ancien et moyen, pour ensuite discuter de la réactivation détritique et l'instabilité hydrosédimentaire à l'Holocène récent. Nous terminerons ce chapitre en évoquant la mise en place progressive des conditions hydrologiques façonnant la Falémé actuelle.

11.1 Le hiatus sédimentaire de l'Holocène ancien et moyen (9-3 ka BP – 7000 à 1000 ans avant notre ère) et l'optimum humide africain

Dans la basse vallée de la Falémé, un hiatus sédimentaire est observé entre 9 ka BP et 3 ka BP. Il s'exprime par une incision de plus de 10 m de puissance. Les bornes chronologiques de cette incision sont imprécises. La dernière unité sédimentaire continue est UG, elle est ravinée par des écoulements de type torrentiels qui ont pu être observés à la fois à Toumboura et à Missira. Datés à Missira aux environs de 9,8±0,8 ka BP, ils donnent le terminus post-quem pour le déclenchement de l'incision holocène. Les datations OSL et radiocarbonnes sur des charbons prélevés lors de fouilles archéologiques sur le haut des glacis en érosion livrent des âges plus récents comme Fatandi (9,5±0,8 ka BP), à Toumboura (vers 4450 cal BC) et dans la fouille archéologique de Sansandé (vers 6217 cal. BC). Mais l'étude attentive du contexte stratigraphique montre qu'elles correspondent le plus souvent à des pédosédiments développés sur des colluvionnements qui caractérisent le haut des glacis tout au long de l'holocène. L'ensemble de ces observations confirme l'absence d'archive sédimentaire alluviales pour les deux tiers de l'Holocène. Dans l'affluent latéral étudié à Sansandé, ce hiatus s'étend même de 16 ka BP à 3 ka BP.

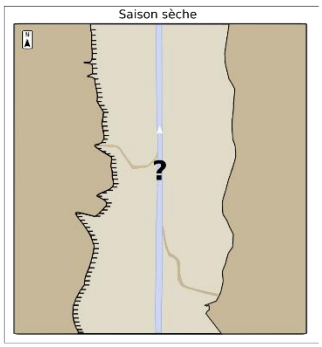
En l'absence de dépôts corrélatifs un hiatus sédimentaire est complexe à interpréter. Heureusement les études disponibles régionalement qui couvrent cette période sont nombreuses et permettent de formuler une hypothèse concernant les paléoenvironnements de la basse vallée de la Falémé à l'Holocène ancien et moyen. En Afrique de l'Ouest, cette période s'illustre par le plein développement de l'optimum humide débuté il y a environ 15 ka comme nous l'avons vu plus haut (Mcintoch, 1998; DeMenocal et al., 2000 ; Bouimetarhan et al., 2009 ; Lézine et al., 2011; Lespez et al., 2011 ; Rasse et al., 2012 ; Shanahan et al., 2015). Les caractéristiques climatiques et environnementales sont relativement bien connues : l'holocène ancien est marqué par l'accentuation des conditions plus humides dans un contexte d'augmentation saisonnière du maximum d'insolation. Cela se traduit par une augmentation de la compétence des cours d'eau et le développement d'une ripisylve en fond de vallée et sur les berges dans les bassins du Niger et du Sénégal (Pastouret et al., 1978 ; Rasse et al., 2006; Eichhorn and Neumann, 2007 ; Lespez et al., 2011), par l'augmentation des niveaux lacustres voire même la formation de nouveaux lacs (Gasse et al., 1987 ; Gasse, 2000 ; Salzmann et al., 2002), ou encore par une importante recharge des aquifères (Fontes et al., 1993).

Dans les systèmes fluviaux sahéliens et soudaniens étudiés, les archives sédimentaires de cette période sont souvent conservés à l'amont des systèmes fluviaux, tandis qu'elle sont ténues voire absentes des moyennes et basses vallées (Lespez et al., 2008; Lespez et al., 2011; Garnier et al., 2013; Garnier et Lespez, 2019; Stern et al., 2019.). Cela suggère une prédominance des dynamiques d'incision dans les zones de transfert des systèmes fluviaux sans doute en relation avec l'abondance hydrologique et la faiblesse de la production sédimentaire. D'ailleurs les données disponibles dans la hautes vallée du Yamé montre l'importance de la dimension organique dans l'accumulation des têtes de bassin-versant (Garnier et al., 2013) et le rôle des discontinuités longitudinales dans le développement d'accumulations ponctuelles car d'une manière générale c'est bien la dynamique d'incision des formations pléistocènes qui s'amorcent également à la transition pléistocène-holocène (Lespez et al., 2011). Les formes d'accumulations du début de l'holocène sont encore imputables à la lente reconquête de la couverture végétale avant que la présence d'un couvert végétal plus développé qu'à l'actuel joue un rôle important pour protéger les sols d'un ruissellement érosif et expliquer la faiblesse généralisée de la fourniture sédimentaire qui caractérise tout l'holocène moyen.



Holocène ancien / moyen 9-3 ka BP

	Saison humide	Saison sèche
dynamique sédimentaire	incision **Ql>Qs**	Ql // Qs ?
saisonalité	longue augmentaiton des températures et précipitations	très courte? reliquats de zones humides
végétation	couvert dense qui protège les berges	maintien d'un couvert dense grâce à la nappe
matériel sédimentaire	peu de stockage bon transfert vers l'aval	?



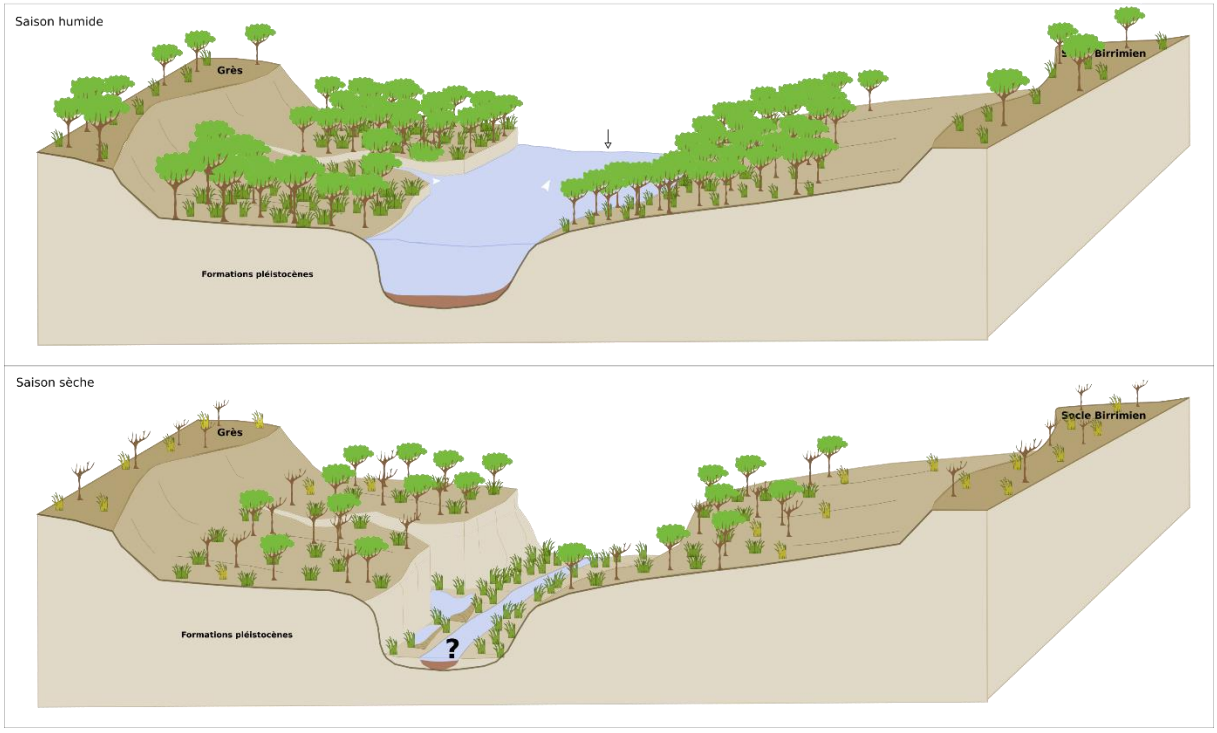


Figure 185 : *scénario d'évolution de la vallée de la basse vallée de la falémé à l'Holocène ancien et moyen (9-3 ka BP)*

Deux pulsations arides observées à l'échelle du continent se démarquent de cette tendance globale d'augmentation des températures et de l'humidité. Elles sont datées autour de 8.5 – 7.8 ka BP et 4.5 – 3. ka BP. Elles s'expriment différemment selon la latitude : soit elles annoncent une modification durable et un basculement vers des conditions plus arides (Lézine et al., 2011), soit elles sont suivies par un retour rapide aux conditions initiales (Gasse, 2000). Dans la basse vallée de la Falémé, aucun enregistrement sédimentaire ne permet de documenter ces épisodes. On peut toutefois penser que cette incision peut avoir été accentuée par un ou plusieurs épisodes d'augmentation des flux liquides par rapport aux flux solides, permettant un bon transfert de la charge sédimentaire vers l'aval (**Figure 1**). Deux types de scenario peuvent être évoquées. À l'image de ce qui a été observé en domaine sahélien l'augmentation des flux liquides peut s'expliquer par des abas d'eau exceptionnel en saison sèche (Lespez et al., 2011 ; Garnier et Lespez, 2019). Cependant, ces hypothèses concernent principalement les ravinements de tête de bassin versant dans des ambiances sèches et il nous semble que pour la Falémé une autre

hypothèse peut être proposée. Cette augmentation des flux liquides peut s'expliquer également par une augmentation des apports hydriques de l'amont renforcée par une croissance des précipitations locales lors d'une longue saison humide. Le maintien d'un couvert végétal protecteur pendant la saison sèche limite la fourniture sédimentaire, alors que la baisse saisonnière des nappes permet l'incision progressive des formations pléistocènes. Les sites archéologiques identifiés sur le haut des glacis au cours de l'holocène moyen peuvent indiquer une localisation des sites d'occupation vers les points hauts du fond de vallée à pied sec en saison sèche, permettant peut-être d'échapper à l'abondance hydrique de la saison des pluies.

11.2 La réactivation détritique et l'instabilité hydrosédimentaire à l'Holocène récent (800 av. notre ère - 1500 de notre ère)

Dans la basse vallée de la Falémé, la réactivation du détritisme s'amorce au premier millénaire avant notre ère, marquant un changement environnemental majeur au cours de l'Holocène récent. En effet, cette période et particulièrement la période entre 800 av. notre ère à 1500 de notre ère correspond à une période de mise en place des terrasses alluviales. En 2500 ans environ, des périodes d'incision succèdent à des phases d'aggradation puissantes, pour former un système de terrasses alluviales emboîtées. Corrélé à ces formations, un style fluvial méandriforme s'affirme, avec la progradation importante des lobes de méandre. La réactivation sédimentaire est d'abord lié à la fin de l'Optimum climatique humide Holocène. L'ensemble des données disponibles régionalement montre une aridification progressive du climat et caractérisé par le développement de la saison sèche (Lézine et al., 2011). Les travaux conduits sur les systèmes fluviaux sahéliens montrent que cette tendance à l'aridification va entrainer un changement d'équilibre entre les flux solides et liquides pour les systèmes fluviaux. Le déclenchement de l'aggradation alluvial tout au long des systèmes fluviaux et en particulier dans les zones de transferts indiquent une surabondance sédimentaire par rapport aux débits solides qui trouvent son explication dans le développement d'une végétation plus ouverte à l'échelle régionale et dans la diminution globale des débits liquides (Lespez et al., 2011 ; Garnier et Lespez, 2019).

C'est dans ce contexte d'affirmation de l'aridification de la deuxième partie de l'Holocène que deux périodes d'aggradation et deux périodes d'incision semblent indiquer la succession de dynamiques climatiques et environnementales proches :

(1) De 800 av. notre ère à 300 de notre ère (2800 – 1700 BP) se forme la très haute terrasse, conservée jusqu'à aujourd'hui dans les lobes de méandre. De 300 à 800 de notre ère se forme la haute terrasse conservée à la fois dans la vallée principale mais aussi dans les affluents latéraux. Ces deux phases d'aggradation se caractérisent par un engorgement sédimentaire de la plaine alluviale et des ravins latéraux entrainant un dépôt limono-sableux originaire en partie des têtes de bassin des affluents latéraux (**Figure 185**) . L'abondance sédimentaire indique à la fois une fourniture sédimentaire conséquente mais également des débits liquides soutenus qui permettent d'acheminer les sédiments vers l'aval. C'est pourquoi, nous pensons qu'elle est associée à un climat relativement humide, avec une saison des pluies probablement plus longue que l'actuel pendant laquelle des crues s'étendent à l'ensemble de la plaine alluviale. Malgré la faiblesse des informations obtenus concernant la saisonnalité, on envisage une courte saison sèche lors de laquelle des zones humides subsistent au moins temporairement. Les accumulations sédimentaires de la très haute terrasse attestent d'une migration progressive du chenal vers le centre de la vallée, accompagnée de l'installation de conditions de plaine d'inondation de plus en plus distale avec des phases de remplissages organiques pour les chenaux abandonnés. La surface de la haute terrasse identifiée dans le ravin de Sansandé est marquée par des paléochenaux divaguant qui témoignent également de cette ambiance palustre pendant la première moitié du premier millénaire de notre ère. L'aggradation des lobes de méandre et la migration latérale du chenal témoignent quand à eux de conditions relativement stables.

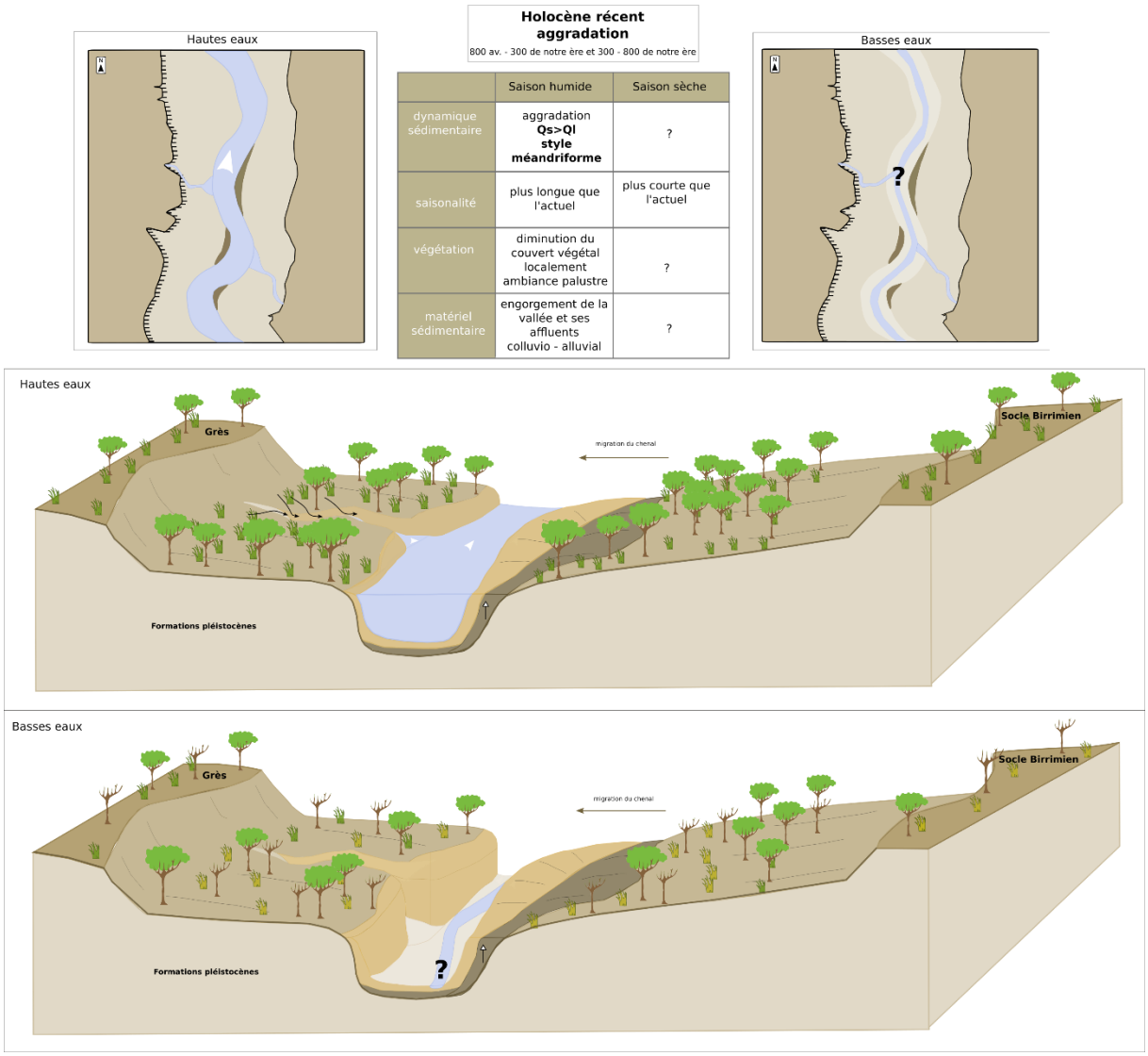


Figure 186: *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé entre 800 av. notre ère et 1500 de notre ère lors des phases d'aggradation sédimentaire*

(2) L'incision dans la très haute terrasse est mal datée. Elle intervient probablement au premier millénaire de notre ère, sans doute avant 300 de n.è. (2300 BP). L'incision dans la haute terrasse est-elle estimée entre 800 et 1500 de notre ère (1200-500 BP). Ces deux incisions correspondent à des crises érosives majeures (**Figure 187**). Les sédiments grossiers associés à ces épisodes témoignent d'une dynamique torrentielle permise par une augmentation brutale des flux liquides. Au cours de l'holocène, en domaine soudano-sahélien et semi-aride, ces phases d'incision plurimétriques semblent correspondre à des épisodes arides (Lespez et al., 2011 ; Berger et al., 2012 ; Garnier and Lespez, 2019). Pendant ces phases, l'aridification entraîne une ouverture du couvert végétal qui favorise un ruissellement et une incision puissante lors d'épisodes pluviométriques soudains (Mahé and Paturel, 2009 ; Descroix et al., 2016). Dès lors, les écoulements favorisent le développement des ravinements sur les versants ou dans les alluvions non consolidées du talweg, et le transfert rapide de la charge solide le long du cours

d'eau principal (Garnier and Lespez, 2019). Ces crises érosives dans la basse vallée de la Falémé permettent d'émettre l'hypothèse de la succession de deux épisodes d'aridification au cours des trois derniers millénaires.

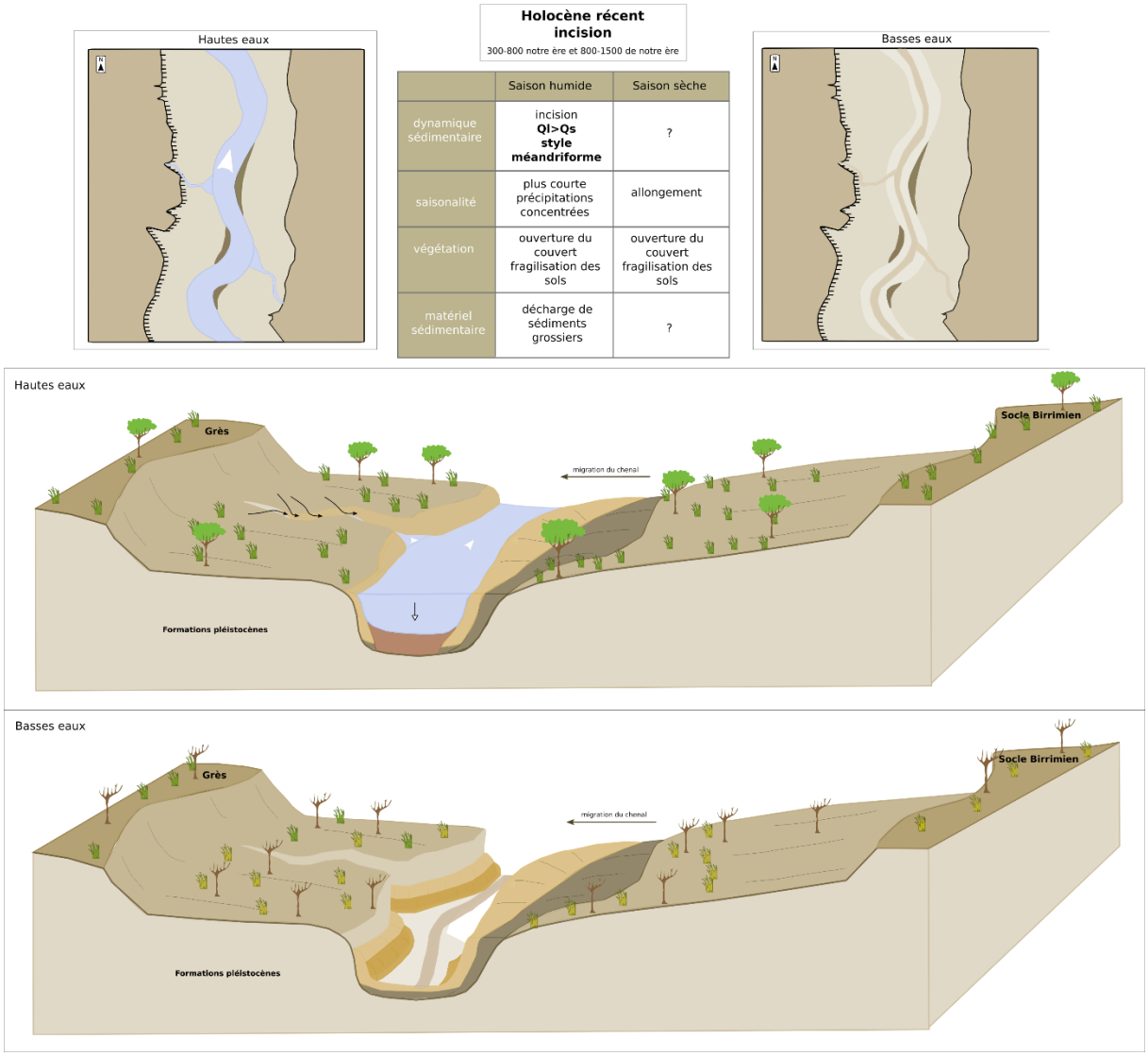


Figure 187 : *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé entre 800 av. notre ère et 1500 de notre ère lors des phases d'incision sédimentaire*

Les études régionales concernant les paléoenvironnements des trois derniers millénaires permettent de questionner et de préciser nos résultats. Elles confirment l'existence d'une tendance globale à l'aridification (Lezine et al., 2011), mais également de fluctuations climatiques secondaires.

Ainsi la fin de l'optimum humide de l'Holocène est sans doute à l'origine du développement de l'aggradation à partir du 1er millénaire de notre ère. C'est le signe de l'entrée dans la dernière partie plus sèche de l'Holocène et de l'affirmation d'une ambiance climatique soudanienne. En

revanche, la réactivation détritique durant lequel la charge sédimentaire est efficacement évacuée vers l'aval, semble tardive dans la basse vallée de la Falémé (3 ka BP , 1000 ans avant notre ère). En effet, cette réactivation a été observée plus tôt sur les petits systèmes fluviaux soudaniens ou sahéliens pour lesquels nous disposons de données : dès 5300 cal. BP (3300 ans avant notre ère) dans la vallée du Bao Bolon (Stern et al., 2019), un affluent du fleuve Gambie au sud-ouest du Sénégal, et vers 4200 cal. BP (2200 ans avant notre ère) dans la vallée du Yamé (Garnier and Lespez, 2019). On peut penser que l'orientation sud-nord des écoulements de la Falémé est à l'origine de ce décalage. En effet même si la tendance à l'aridification et le développement d'une forêt sèche soudanienne doit favoriser les transferts sédimentaires localement dès le milieu de l'Holocène, le maintien d'une ambiance climatique équatoriale dans la partie amont du bassin-versant a dû favoriser le maintien d'un transfert efficace de la charge sédimentaire vers l'aval pendant plusieurs millénaires. Cet effet de domination de l'amont montagnard semble se ralentir au cours du 1er millénaire avant notre ère alors que la saison sèche continue de s'allonger.

Une fois le déclenchement de l'aggradation alluviale effectué, les oscillations climatiques secondaires sont sans doute à l'origine du changement dans l'équilibre hydrosédimentaire de la Falémé. En effet, si les fluctuations climatiques de la fin de l'Holocène semblent mineures comparées aux fluctuations climatiques du Pléistocène supérieur, leurs conséquences pour les environnements et les occupations humaines ont pu être conséquentes. Le premier millénaire avant notre ère est caractérisé dans la basse vallée de la Falémé à la fois par l'aggradation de la très haute terrasse, puis par son incision (800 av. notre ère – 300 de notre ère). De nombreuses études abondent dans le sens d'une première moitié de millénaire humide, suivie par une seconde moitié aride. Au Mali, dans la vallée du Yamé, une dynamique d'aggradation sédimentaire est observée jusque 300 av. notre ère (Garnier et Lespez, 2019). Au nord est du Tchad, le lac Yoa enregistre certes une aridification, mais la permanence de zones humides est enregistrée jusque 2700 cal. BP (700 ans avant notre ère) (Kröpelin et al., 2008). D'une manière générale, la synthèse proposée par A.-M. Lézine (Lézine, 1989) atteste également d'une permanence de l'humidité au Sahel jusque 2500 cal. BP environ (500 ans avant notre ère). L'aggradation de la très haute terrasse et le développement du style méandriforme dans la basse vallée, au début du premier millénaire avant notre ère, correspond bien à cette phase humide identifiée dans la région. L'incision dans la très haute terrasse témoigne d'une crise aride pendant la seconde moitié du premier millénaire avant notre ère. Cette pulsation climatique morphogène a également été observée à l'échelle régionale. L'étude d'un carottage océanique

au large de l'embouchure du fleuve Sénégal a permis d'identifier une baisse des débits de la rivière à cette époque ainsi qu'une série de crues éclairs (Bouimetarhan et al., 2009). La vallée du Yamé enregistre également une incision importante entre 2350 et 1700 cal. BP (350 ans av n.è. à 300 ans de n.è.) (Garnier et al., 2015 ; Garnier et Lespez, 2019). Cette incision est interprétée comme une augmentation ponctuelle des flux liquides au sein d'un bassin versant sensible. Ce dysfonctionnement serait à l'origine d'une série de crues éclairs qui incisent fortement le lit de la rivière (Garnier et al., 2020). Cet épisode de sécheresse a également été identifié dans le bassin du Congo (Maley, 2010) dans le delta intérieur du Niger (Makaske, 1998) et dans le Niger Moyen (Makaske et al., 2007).

Contrairement au premier millénaire avant notre ère, où une certaine synchronie régionale a pu être mise en évidence, la confrontation des résultats disponibles pour retracer l'évolution climatique du premier millénaire de notre ère montre une certaine complexité à l'échelle régionale. La seconde moitié du premier millénaire de notre ère correspond à l'aggradation de la haute terrasse qui semble donc corrélée à un optimum hydro-climatique. D'ailleurs, dans la valée du Yamé, la seconde moitié du premier millénaire de notre ère correspond également à une phase d'aggradation sédimentaire comme dans la vallée de la Falémé (Garnier et Lespez, 2019). Si certaines études semblent abonder dans le sens d'un optimum climatique généralisé à l'Afrique de l'Ouest (Maley et al., 2015), d'autres recherches révèlent que les conditions climatiques de cette époque ont pu connaître une asynchronicité à l'échelle régionale (Nash et al., 2016). En Afrique de l'Ouest équatoriale, une recolonisation forestière est observée plus tardivement, à partir de 900 de notre ère. Le lac Bosumtwi au Ghana témoigne d'une aridification brutale autour de 250 de notre ère, puis d'une dynamique d'assèchement plus graduelle durant tout le premier millénaire (Shanahan et al., 2006). De la même manière, l'étude des carottes océaniques prélevées au large du Sénégal attestent d'une aridification progressive au cours du premier millénaire de notre ère (Mulitza, 2010). L'optimum humide observé dans la vallée du Yamé et de la Falémé semble être plus en phase avec les conditions climatiques en Afrique de l'est où une agmentation des niveaux lacustres est identifiée sur certains sites dès 300 ans de notre ère (Nash et al., 2016) et où les données lacustres attestent presque toutes d'une augmentation des précipitations autour de 700-1000 de notre ère (Halfman et al., 1994 ; Alin et Cohen, 2003 ; Lamb et al., 2007 ; Russell et al., 2007 ; Stager et al., 2009). Cet optimum climatique observé dans la vallée du Yamé et de la Falémé pourrait correspondre à un épisode de portée très locale (Garnier et al., 2020) mais on ne peut pas exclure que les conditions climatiques soudaniennes aient pu être en antiphase avec les conditions guinéennes de l'amont.

On souffre en Afrique de l'Ouest d'un manque d'archives sédimentaires datéesdu premier millénaire de notre ère pour proposer une synthèse d'ensemble cohérente.

Enfin, les occupations humaines ont notamment pu participer à la dégradation locale de la végétation par des pratiques agropastorales et on pu renforcer la fourniture sédimentaire. L'archéologie peut ici nous renseigner en donnant des éléments de compréhension concernant l'anthropisation des bassins versants et des modes d'occupation des sols. Les fouilles archéologiques réalisées dans la vallée du Yamé ont permis de questionner le rôle des dynamiques de population en relation avec les transformations de l'environnement (Mayor et al., 2005). Dans le Pays Dogon, les chercheurs envisagent que l'émergence des premiers empires et la généralisation des pratiques agricoles et de la métallugie du fer (300-400 à 1000-1100 de notre ère) soient liés à cet optimum climatique. L'étude du Bao Bolon au Sénégal oriental a également mis au jour une importante sédimentation au cours des deux derniers millénaires, dans un contexte de développement de l'occupation humaine, puis du développement important du mégalithisme sénégambien entre le VII^{e} et le XV^{e} siècle (Stern et al., 2019). Ces études ouvrent la question de la contribution des activités anthropiques à la fourniture sédimentaire mise en évidence au premier millénaire de notre ère notamment. Dans la vallée de la Falémé, les recherches archéologiques ont également permis de mettre au jour des occupations au cours des deux derniers millénaires. Quatre principales phases d'occupation ont été identifiées (Loukou, 2018) et la seconde moitié du premier millénaire semble avoir été propice au développement des occupations par des populations d'agriculteurs et de pasteurs. L'aggradation de la haute terrasse est bien corrélée au développement du peuplement sur les rives de la Falémé, suggérant que l'intensification des activités pastorales et agricoles ait pu participer à la dégradation des sols et à l'accroissement de la production sédimentaire. Par ailleurs les conditions plus humides avec une persistance des hautes eaux saisonières identifiée grâce aux formes de paléochenaux observées à la surface de la haute terrasse (Sansandé) pourraient expliquer la localisation préférentielle des populations sur le haut des glacis, afin d'échapper aux débordements répétés de la rivière.

À partir de 800 de notre ère, l'incision progressive dans les sédiments de la haute terrasse marque une nouvelle fluctuation climatique. Les dates de cette incision sont incertaines, mais on peut toutefois la situer entre 800 et 1500 de notre ère, avant l'aggradation de la basse terrasse. L'incision dans la haute terrasse témoigne à nouveau d'une dynamique érosive très puissante. Les études paléoenvironnementales régionales suggèrent l'existence d'une crise érosive

importante autour du XV^{e}-XVI^{e} siècle, précédent donc tout juste l'amorce de l'édification de la basse terrasse dans la vallée de la Falémé. Cette crise érosive serait liée à une aridificaiton brutale (Maley et al., 2015) identifiée dans les enregistrements sédimentaires du lac Tchad à travers un assèchement (Maley, 2000), par le développement de l'activité éolienne (Hanebuth et Henrich, 2009), ainsi que par l'abandon de nombreux sites d'habitats dans certaines parties du delta intérieur du Niger au Mali (Makaske et al., 2007). Les résultats archéologiques concernant cette période mettent en lumière une période d'instabilité politique majeure, qui s'illustre par la dislocation des empires africains (Loukou, 2018). On pourrait envisager ici que l'aridification identifiée régionalement puisse être liée à une mobilité importante des populations.

11.3 La mise en place des conditions climatiques actuelles et l'intensification de l'usage des sols au cours des 5 derniers siècles

Les cinq derniers siècles ont été marqués par la mise en place progressive des conditions climatiques actuelles dans la basse vallée de la Falémé (**Figure 188**). Cependant l'édification de la basse terrasse bien identifiée dans la vallée principale ainsi que le long des affluents latéraux indique l'existence d'une certaine humidité. La basse terrasse se développe à partir de 1600 de notre ère. Contrairement au dépôt massif de la haute terrasse édifiée au premier millénaire de notre ère, la basse terrasse est constituée de deux faciès sédimentaires (sables roux et limons beiges) qui alternent et rappellent les dépôts de la banquette alluviale active aujourd'hui. Les sédiments de la basse terrasse indiquent donc une saisonnalité marquée par une saison de hautes eaux probablement plus longue que l'actuel, permettant une dynamique d'aggradation sédimentaire. Les épisodes de crues semblent plus énergiques que lors de l'édification de la haute terrasse et posséder le long des ravins un caractère en grande partie torrentiel.

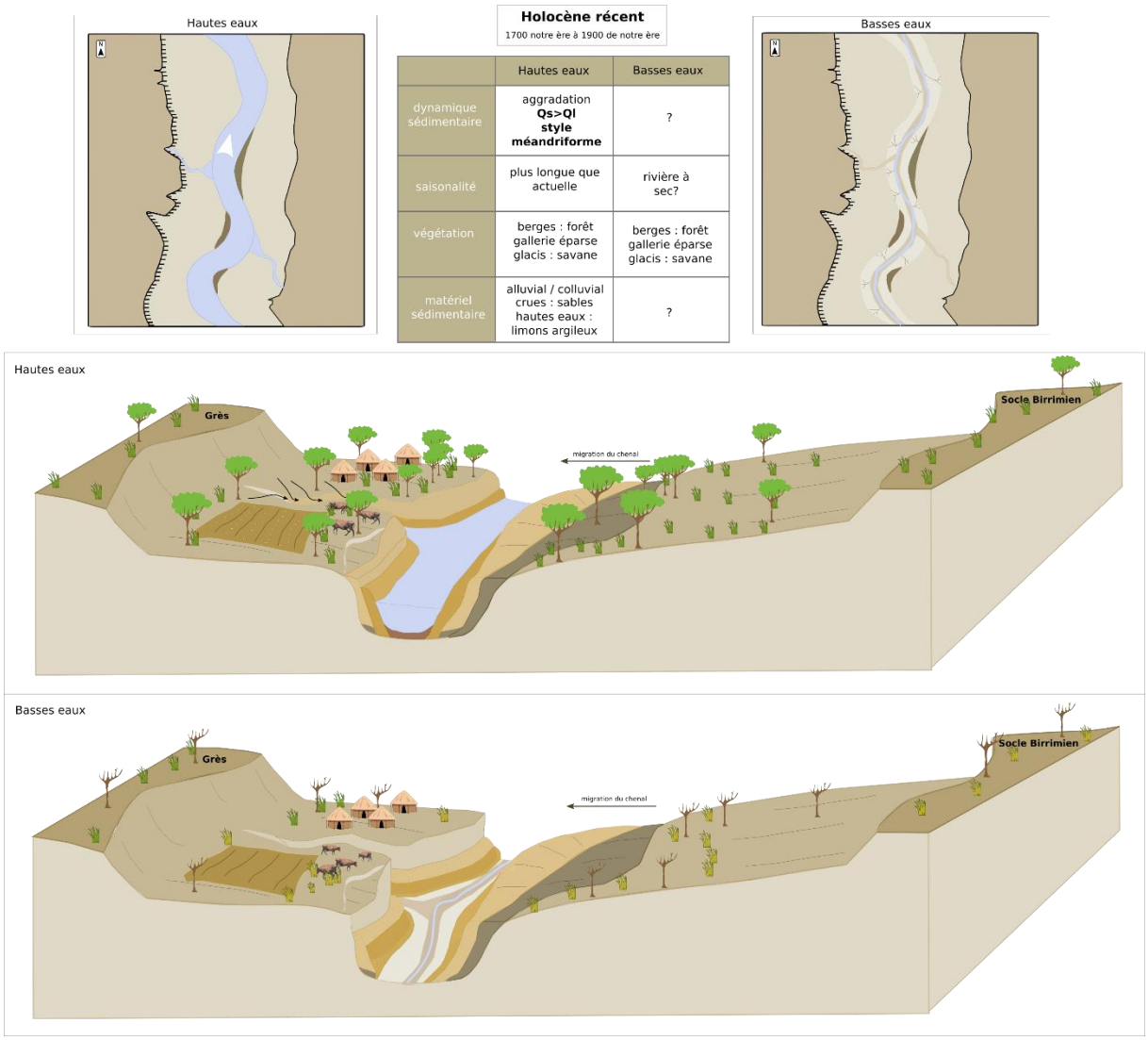


Figure 188: *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé entre 1700 et 1900 de notre ère*

On envisage donc des crues torrentielles de début de la saison des pluies pendant lesquelles des sables se déposent lors de la phase énergique de la crue, tandis que les dépôts limono-argileux se déposent pendant une période plus stable de hautes eaux. Les conditions se rapprochent donc du climat semi-aride actuel. Cette aggradation est contemporaine d'une phase d'intense occupation attestée dans la vallée par les recherches archéologiques. Elle correspond à la phase culturelle 4 (17^{e} – 19^{e} siècle de notre ère) identifiée par Serge Loukou (2018). Cette phase est marquée par un développement du commerce atlantique et la mise en place du royaume du Boundou. Le contexte social et politique est décrit comme complexe, propice à des migrations de populations (Loukou, 2018) et a surtout favorisé le peuplement des rives de la Falémé. Celui-ci a dû s'appuyer sur un essor des pratiques agropastorales qui ont augmenté les défrichements au dépend de la forêt sèche et en retour, fragilisés les sols. À l'échelle régionale, les dynamiques environnementales enregistrée dans la vallée du Yamé au Mali présentent des similitudes (Garnier et Lespez, 2019). Vers 1700 de notre ère, la réactivation détritique marque la fin d'un

hiatus sédimentaireprolongé. Elle est marquée par un exhaussement important du lit fluvial accompagné d'une ambiance palustre. Le fond de vallée est décrit comme saturé en eau et peu drainant (Garnier, 2013 ; Garnier et Lespez, 2019). Cette description rappelle la base de la basse terrasse identifiée dans la vallée principale, au niveau du talweg actuel de la Falémé : les sédiments sont argileux et organiques et ils traduisent cette même ambiance palustre et saturée en eau. Plusieurs autres études permettent d'envisager une mise en place très progressive des conditions actuelles et le maintien d'une certaine humidité jusqu'au 2-3 derniers siècles en Afrique de l'Ouest (Nash et al., 2016). Le lac Tchad notamment a connu un niveau d'eau de 4 m supérieur à l'actuel jusque 1700 de notre ère (Maley, 1976). En revanche les environnements proches de l'équateur semblent encore avoir été caractérisés par des épisodes de sécheresse qui connaissent des périods de retour décennales (Norrgård, 2015 ; Nash et al., 2016). Plus généralement, plusieurs études portant sur des archives sédimentaires lacustres d'Afrique de l'Ouest et d'Afrique de l'Est s'accordent pour affirmer que jusque 1950 de notre ère, une certaine humidité est maintenue malgré des épisodes plus secs (Verschuren et al., 2000; Russell et al., 2007 ; Shanahan et al., 2009).

Les dynamiques plus récentes suggèrent en revanche une incision généralisée dans l'ensemble de la partie aval du bassin de la Falémé. Dans le ravin de Sansandé elle est bien marquée avec un encaissement du talweg dans les dépôts des quatre siècles précédents. Les dates obtenues dans la basse terrasse permettent d'affirmer que l'amorce de cette incision de 2 à 5 m de profondeur remonte au XX^{e} siècle de notre ère, résonnant ainsi bien avec les données régionales présentées ci-dessus. La concordance est également observée avec les résultats de l'étude géomorphologique du Bao Bolon au Sénégal Occidental. Dans le bassin versant du Bao Bolon, l'incision accentuée par des écoulements intermittents et énergiques a façonné au cours du XXe siècle une terrasse alluviale qui domine de plus de 2,27 m le talweg actuel de la rivière (Stern et al., 2019). Une situation proche a été observée dans la vallée du Yamé où l'incision affecte l'ensemble des berges de la rivière depuis le début du XXe siècle (Rasse et al., 2006; Lespez et al., 2011; Garnier et Lespez, 2019). Cette dynamique d'incision généralisée, observée au XXe siècle dans trois bassins versants d'Afrique de l'Ouest semble indiquer des écoulements saisonniers énergiques capables d'exporter l'essentiel de la charge sédimentaire disponible qui a pourtant augmentée, du fait de l'intensification des pratiques agro-pastorales contemporaines. Dans la vallée de la Falémé comme dans l'ensemble des milieux soudano-sahéliens, elle est interprétée comme le résultat d'une tendance régionale à l'aridification, exacerbée dans la seconde partie du XX^{e} siècle. L'aridification favorise le développement d'événements de courte

durée très morphogènes dans un contexte où la couverture végétale souffre également de la surexploitation des milieux par les sociétés agropastorale en croissance démographique qui ont été très bien décrits pour la grande sécheresse de la 2e partie du XXe siècle (Mahé and Paturel, 2009 ; Descroix et al., 2016). Les forçages locaux sont donc d'ordre hydro-climatiques et anthropiques.

Conclusion générale

L'objectif général de ces recherches doctorales était de participer à l'élaboration d'un scénario d'évolution des environnements ouest-africains depuis 40000 ans et de mesurer particulièrement la part prise par les sociétés humaines dans ces évolutions depuis trois millénaires. Trois principaux axes de recherches ont guidé ces travaux. Il s'agissait :

(4) d'abord de caractériser des unités sédimentaires en testant de nouveaux indicateurs, dans le but de mieux cerner les différents modèles de fonctionnement d'un hydrosystème ouest-africain au pléistocène supérieur et à l'holocène

(5) ensuite, de comprendre la succession des modèles fluviaux et les mécanismes qui les régissent, pour faire ressortir un scénario d'évolution climatique et environnementale depuis 40 000 ans

(6) enfin, de mesurer le rôle des activités anthropiques dans l'évolution des dynamiques hydrosédimentaires de la Falémé, particulièrement depuis 3 000 ans

Chacun de ces axes de recherches a livré des résultats permettant, au terme de ce travail, de reconstruire l'histoire environnementale au quaternaire récent à l'échelle locale (basse vallée de la Falémé) et de contribuer à la connaissance des dynamiques paléoenvironnementales à l'échelle régionale (Afrique de l'Ouest). Nous passerons tout d'abord en revue les principaux résultats obtenus avant d'évoquer les perspectives de recherches.

1. Mieux caractériser les unités sédimentaires afin de cerner le fonctionnement d'un hydrosystème ouest-africain

Au-delà des indicateurs sédimentologiques plus classiques, la caractérisation des différentes unités sédimentaires identifiées sur le terrain s'est appuyée sur certaines analyses peu exploitées. Parmi elles, les approches classiques de la morphoscopie et l'exoscopie des quartz ont livré de riches résultats. En domaine soudano-sahélien, aux marges de l'actuel désert du Sahara, la problématique de la fourniture éolienne est inévitable. Intégrés à un hydrosystème fluvial sous forme de charge sédimentaire ou disposés sous formes de dunes obliques ou transversales, les poussières et sables éoliens peuvent jouer un rôle important dans le fonctionnement et les métamorphoses du système fluvial. L'étude du façonnement des quartz par l'eau et par le vent peut donc permettre de renseigner directement la problématique des apports éoliens. Il est possible de synthétiser 3 éléments de conclusions concernant les apports de la morphoscopie et de l'exoscopie des quartz :

(1) Pour le pléistocène supérieur, la courbe des grains de quartz rond-mat semble correspondre aux grandes fluctuations climatiques : globalement pendant les périodes fraîches qui conservent une certaine humidité (47-32 ka BP) les grains de quartz ronds-mats sont en proportions relativement stables et moyennement présents. Lors du pic d'aridité lié au Dernier Maximum Glaciaire (21-18 ka BP) la courbe des grains RM augmente et présente une variabilité importante.

Concernant les paléoclimats du pléistocène supérieur, les grains de quartz ronds-mats peuvent être utilisés comme indicateurs d'un environnement plus sec.

(2) La présence de grains de quartz rond-mats a été abondement observée dans les échantillons attribués au pléistocène supérieur et leur présence est considérée comme non significative dans les échantillons attribués à l'holocène. Parallèlement, les grains de quartz non-usés sont absents des échantillons du pléistocène supérieur, tandis que leur présence se fait remarquer à l'holocène récent. Si cette analyse ne peut pas être utilisée directement comme un indicateur paléoclimatique pour la période holocène, il est en revanche possible de l'utiliser comme indicateur de la provenance des sédiments. Les grains émoussés-luisants et ronds-mats indiquent un temps de transport suffisant au façonnement avancé des grains de quartz, connus pour leur dureté. Les grains non-usés en revanche attestent d'un temps de transport réduit depuis la source jusqu'au dépôt. Le sédiment provient donc probablement de l'érosion du substrat localement.

Concernant le fonctionnement hydrosédimentaire de la vallée à l'holocène, la morphoscopie des quartz peut permettre de comprendre le fonctionnement de la rivière et éventuellement la puissance et l'étendue des crues.

(3) L'étude du contenu minéralogique des échantillons, couplée à la morphoscopie, permet une connaissance fine de la nature des échantillons. En domaine soudano-sahélien, l'encroûtement des sols par les oxydes de fer est un phénomène connu et fréquent, compte tenu de la vigueur des agents météorologiques à l'origine d'une pédogenèse qui lessive puissamment les sols. L'identification des concrétions ferrugineuses et leur positionnement dans les archives pédosédimentaires est un moyen de mieux comprendre le fonctionnement du système morphogénique.

L'étude des concrétions ferrugineuses permet de questionner les processus d'érosion des cuirasses et leur reprise lors de ruissellements intenses, et les processus de pédogenèse à l'origine de la formation in-situ de concrétions ferrugineuses.

2. Comprendre les différents modes de fonctionnements de l'hydrosystème fluvial et ses métamorphoses

Les résultats concernant le fonctionnement de la vallée de la Falémé et ses métamorphoses depuis 40 000 ans peuvent être subdivisés en trois points :

(1) Les résultats nous permettent de mettre en évidence la succession de cinq états de fonctionnement hydrosédimentaire. On peut distinguer **(a)** les phases fraîches et moyennement humides, **(b)** les phases arides, **(c)** les phases sèches et fraiches de type subtropicale, **(d)** les phases subtropicales humides et **(e)** les phases semi-arides.

(a) Ainsi lors des phases fraîches et relativement sèches la vallée est caractérisée par un lit majeur étendu, dans lequel circulent plusieurs chenaux fonctionnels ou à sec selon la saison. Un couvert végétal dispersé se développe dans le fond de vallée et potentiellement sur les versants. Des crues saisonnières débordent lentement et temporairement de certains chenaux, engorgeant la vallée d'un matériel fin originaire de la moyenne ou haute vallée. La fourniture éolienne est également remobilisée pendant ces crues et participe à l'engorgement temporaire de la vallée. Les processus de pédogenèse sont faibles. La dynamique d'aggradation sédimentaire domine.

(b) Lors des phases les plus arides, la configuration de la vallée est proche de celle des phases fraîches et relativement sèches. Cependant le bassin versant présente une sensibilité accrue aux évènements météorologiques. Les conséquences des précipitations et des vents sont décuplées. Des épisodes pluviométriques rares et brutaux surviennent dans une vallée asséchée, déclenchant un ruissellement abondant qui érode fortement les versants. Des crues éclairs incisent la vallée et un matériel grossier se dépose dans le fond des chenaux. Les apports éoliens sont favorisés par des vents vigoureux et des dunes se forment dans le lit majeur.

(c) Lors des phases tempérées plus fraîches, la vallée est caractérisée par un unique chenal qui circule dans un lit mineur réduit. Une forêt galerie s'installe sur les berges et participe à contraindre la rivière qui incise progressivement son lit. La saisonnalité est marquée avec une longue période de hautes eaux pendant laquelle s'opère un transfert efficace de la charge sédimentaire vers l'aval. Les apports éoliens sont moins vigoureux et freinés par un couvert végétal plus dense. Des processus de pédogenèse marqué par un plus faible lessivage des carbonates transforment les sols. Une dynamique d'incision caractérise ces phases.

(d) Lors des périodes plus humides et chaudes qui caractérisent l'optimum climatique des périodes interglaciaires, la vallée est caractérisée par de longues périodes d'engorgement. Un haut niveau de nappe assure une humidité constante même pendant les périodes plus sèches. Un couvert végétal dense s'installe dans le fond de vallée mais aussi sur les berges de la rivière. Les flux liquides très important sont contraints dans un chenal limité par une végétaiton dense. Les dynamiques d'incision dominent.

(e) Lors des phases semi-arides, la vallée est caractérisée par un chenal unique qui méandre dans un lit majeur relativement étendu. L'amplitude saisonnière est forte avec un niveau de hautes eaux qui permet l'érosion en tête de bassin des affluents latéraux, le transport et le dépôt d'une charge sédimentaire sablo-limoneuse, et un niveau d'étiage très bas voire à sec. Lors des épisodes de crues, l'incision dans les formations antérieures participe à la formation de terrasses alluviales et à l'affirmation du style méandriforme de la rivière marqué par la progression des lobes de méandre. Un couvert végétal mixte se développe, une forêt galerie se déploie localement sur les berges tandis qu'une savane faiblement arborée occupe les glacis. Les dynamiques d'aggradation et d'incision alternent, favorisant la formation de terrasses alluviales.

La description de ces cinq états de fonctionnement de la vallée de la Falémé permet de proposer pour la première fois un modèle d'évolution des systèmes fluviaux soudaniens qui pourra être utilisé à titre de comparaison dans de futures études d'hydrosystèmes fluviaux ouest-africains ou d'environnements semi-arides.

(2) La fenêtre chronologique de ces recherches, en couvrant le quaternaire récent, nous a permis d'enrichir la connaissance sur les phases de transition entre les états de fonctionnement globalement à l'équilibre décrits ci-dessus. Une étude sur le temps long permet de questionner les mécaniques de métamorphoses d'un hydrosystème fluvial comme le montre par exemple l'analyse de la métamorphose du fonctionnement hydrosédimentaire de la Falémé à la transition entre le Tardiglaciaire et l'Holocène. En passant d'un état de fonctionnement associé aux phases les plus arides, à un état de fonctionnement marqué par une abondance hydrologique renouvelée, la dynamique d'aggradation est interrompue. La bascule vers une dynamique d'incision correspond à un ajustement du style fluvial avec le passage d'un lit majeur très étendu à chenaux multiples à un lit majeur plus réduit dans lequel circule un chenal unique sans doute méandriforme. Cette métamorphose a des conséquences sur le développement des crues qui sont contraintes dans le lit incisé ainsi que

pour les affluents latéraux contraints de rattraper le nouveau niveau de base et de s'inciser également.

Cette étude sur le temps long permet également d'appréhender les mécanismes de transformations de la rivière et plus généralement du fond de vallée.

(3) Les résultats confirment l'extrême sensibilité des hydrosystème ouest-africains et leur capacité à enregistrer les variations paléoclimatiques. Ils mettent aussi en lumière la variabilité des échelles de temps enregistrées dans les sédiments, selon que le climat soit durablement ou épisodiquement installé. On peut discerner trois temporalités différentes associées soit aux climats du pléistocène et de l'holocène, ou aux épisodes courts.

Au pléistocène, les enregistrements sédimentaires resituent très bien les variations climatiques pluri-millénaires. Ainsi, la séquence de référence de Toumboura I offre une excellente corrélation avec les référentiels régionaux pour décrire les grands temps forts de la succession climatique.

A l'holocène, les archives sédimentaires restituent très bien les variations environnementales pluri-centennales. Les séquences sédimentaires permettent donc de questionner effacement le rôle des activités anthropiques dans les transformations des écosystèmes.

En revanche, **les épisodes courts** qui caractérisent le quaternaire et qui sont bien documentées en Afrique de l'Ouest (type évènement de Heinrich, LLE – évènements de basses latitudes, Dryas récent ou encore 8.2 ka BP) ne ressortent pas de l'étude des archives sédimentaires de la vallée de la Falémé contrairement aux hypothèses de départ du programme CHERCHA. Nous pouvons émettre deux hypothèses pour expliquer cela. Il est possible que la Falémé n'ait pas réagit à ces épisodes climatiques du fait de la longueur du système fluvial et sa traversée de deux zones bioclimatiques différentes. Il également possible que la résolution des archives sédimentaires soit insuffisante à identifier les marqueurs de ces épisodes courts.

3. Evaluer le forçage anthropique

Si l'analyse géoarchéologique mériterait un approfondissement, il est d'ores et déjà possible d'affirmer que l'étude de cette vallée est propice à ce type de travail. Les trois derniers millénaires semblent particulièrement favorables à une étude des interactions sociétés-environnements. On peut notamment affirmer que l'usage des sols occasionnant une fragilisation des versants a participé à l'augmentation de la fourniture sédimentaire, et donc à l'aggradation des lobes de méandre et des terrasses alluviales, au cours des trois derniers millénaires. La domination du rythme climatique sur celui de l'anthropisation est néanmoins

évidente et rend difficile d'évaluer précisément la contribution de l'anthropisation à l'accélération de l'aggradation alluviale. Celle-ci semble évidente pour les cinq derniers siècles alors que les observations sur le fonctionnement contemporain confirment le rôle des activités pastorales dans le ravinement des formations pléistocènes et dans la construction des banquettes alluviales.

L'intensification des pratiques anthropiques à l'holocène récent a sans doute participé à la métamorphose de l'hydrosystème fluvial même si comme dans l'ensemble du monde soudanien et sahélien sa contribution concrète mérite d'être précisée.

Les perspectives de recherche

Ces conclusions permettent de proposer quatre perspectives de recherches étroitement liées entre elles.

Préciser le cadre chronostratigraphique

Le cadre chronologique de cette étude permet de reconstruire l'histoire paléoenvironnementale de la vallée depuis 40 000 ans. Les difficultés de datations ont été évoquées lors de l'exposé de la méthodologie de recherches. Il serait important de préciser ce cadre chronologique afin de mieux contraindre et comprendre les épisodes de courtes durées. L'exemple du dépôt grossier C_{BJ} (44 ka BP) peut être évoqué. Les galets et les sables de ce dépôt viennent interrompre une sédimentation fine et régulière associée à un environnement frais et relativement sec. L'imprécision des datations disponibles oblige à une certaine prudence quant à l'association de ce dépôt avec une pulsation climatique de courte durée qui semble pourtant identifiée par les référentiels régionaux. Etoffer le cadre chronologique pourrait donc permettre de mieux cerner ces épisodes, et éventuellement d'identifier des dépôts attribuables au Dryas récent ou à des évènements climatiques de type LLE ou 8.2 ka BP.

Développer la morphoscopie et l'exoscopie des quartz. Cette méthode est bien prise en compte dans l'étude des carottages océaniques mais elle est sans doute encore rapidement évacuée dans les études des systèmes fluviaux. Il apparaît notamment que l'exoscopie des quartz qui permet de renseigner l'état de surface des grains mériterait une exploration approfondie. Les quelques tests effectués sur les échantillons de la coupe Toumboura I ont révélé la présence de traces de chocs mais aussi de phénomènes de précipitation de la silice plus ou moins avancés. L'exoscopie pourrait donc également permettre d'aborder la question des processus de pédogenèse. Au regard des résultats obtenus dans la vallée de la Falémé, il semble

possible d'envisager une étude morphoscopique et exoscopique plus systématique des quartz des formations des plaines alluviales. Le couplage des analyses morphoscopiques et des datations OSL pourrait également optimiser la connaissance des échantillons et d'amoindrir la marge d'erreur des datations.

Elargir la fenêtre géographique de l'étude. Une étude de la confluence avec le Sénégal ou de la moyenne ou haute vallée de la Falémé permettrait de mieux comprendre le fonctionnement à l'échelle de l'ensemble de l'hydrosystème. Cette ouverture pourrait notamment permettre de compléter le cadre chronologique et les hiatus sédimentaires. L'orientation sud-nord des écoulements de la Falémé renforce cette perspective. En effet, la source étant située dans les montagnes équatoriales du Fouta Djalon en Guinée, le régime des écoulements est nécessairement composite. Si les données paléoclimatiques régionales semblent confirmer une bonne synchronicité des paléoclimats au pléistocène supérieur entre le domaine guinéen et le domaine soudano-sahélien, les paléoclimats holocène semblent présenter des situations d'antiphase complexes (Nash et al., 2016). Ainsi, au cours des deux derniers millénaires en particulier, des phases plus sèches dans les montagnes équatoriales pourraient correspondre à des phases plus humides dans la basse vallée. Le fonctionnement hydrologique et sédimentaire de la vallée de la Falémé a donc bien pu être spécifique à certains tronçons et une étude longitudinale pourrait nourrir le débat à l'échelle régionale.

Développer une analyse géoarchéologique.

Les résultats présentés ci-dessus ont permis d'entrevoir le potentiel de cette zone d'étude pour les analyses géoarchéologiques. Les recherches archéologiques encore en cours permettront d'approfondir cette analyse. Pour les périodes le plus anciennes, la persistance des occupations pendant les phases les plus fraîches invite à creuser l'hypothèse d'une vallée refuge pour les populations. Pour les périodes plus récentes, les fouilles menées sur le site de Djoutoubaya par exemple permettront d'amorcer une analyse plus approfondie des interactions sociétés-environnements. Les premières analyses archéobotaniques et archéozoologiques de ce site, dont le fonctionnement est attesté entre le 9ème et le 14ème siècle, ont permis de formuler l'hypothèse d'une persistance de pratiques de chasses et de cueillettes, à une époque de développement intense des pratiques agricoles et d'élevage à l'échelle régionale (Mayor et al., 2020). Ce résultat préliminaire surprenant mériterait une étude plus approfondie de l'environnement au cours de la première partie du dernier millénaire.

Cette conclusion générale montre que la vallée de la Falémé offre un nouveau jalon pour les recherches paléoenvironnementales et sur les systèmes fluviaux en Afrique de l'Ouest. Elle met également en exergue le chemin qui reste à parcourir pour comprendre la relation entre les dynamiques environnementales et les sociétés en Afrique soudano-sahélienne et permet de tracer des perspectives pour de futures recherches.

Bibliographie

A

Aitken, M. J., Tite, M. S. et Reid, J. (1964). Thermoluminescent Dating of Ancient Ceramics. *Nature*, *202*(4).

Alexandre, A., Meunier, J.D., Lézine, A.M., Vincens, A., Schwarz, D. (1997). Phytolits : indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 136*(1), 213-229

Alin, S. R. et Cohen, A. S. (2003). Lake-level history of Lake Tanganyika, East Africa, for the past 2500 years based on ostracode-inferred water-depth reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *199*(1-2), 31-49.

Amoros, C. et Petts, G. E. (dir.). (1993). *Hydrosystèmes fluviaux,* Paris, (Masson), collection d'Ecologie 24, 300.

Andersen, K. K., Azuma, N., Barnola, J.-M. et al. (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, *431*(7005).

Armitage, S. J., Bristow, C. S. et Drake, N. A. (2015). West African monsoon dynamics inferred from abrupt fluctuations of Lake Mega-Chad. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *112*(28).

Assi-Kaudjhis, C., Digbehi, B. Z., Roche, E. et Lezine, A.-M. (2010). Synthèse sur l'évolution des paléoenvironnements de l'Afrique occidentale atlantique depuis la fin de la dernière période glaciaire. Influences climatiques et anthropiques. *Geo-Eco-Trop*, *34*, 1-28.

Aubréville, A. (1950). Flore forestière Soudano-Guinéenne, Paris, (Société d'éditions géographiques, maritimes et coloniales), 519.

B

Bader, J.-C. et Cauchy, S. (2013). Actualisation de la monographie hydrologique du fleuve Sénégal : rapport final, Dakar, (OMVS), 789.

Ballouche, A. et Neumann, K. (1995). A new contribution to the Holocene vegetation history of the West African Sahel: pollen from Oursi, Burkina Faso and charcoal from three sites in northeast Nigeria. *Vegetation History and Archaeobotany*, *4*(1), 31–39.

Battarbee, R. W., Gasse, F. et Stickley, C. E. (dir.). (2004). *Past climate variability through Europe and Africa*. Nex-York, (Springer), 663.

Berger, J.-F., Bravard, J.-P., Purdue, L., Benoist, A., Mouton, M. et Braemer, F. (2012). Rivers of the Hadramawt watershed (Yemen) during the Holocene: Clues of late functioning. *Quaternary International*, *266*, 142-161.

Blond, N., Jacob-Rousseau, N. et Callot, Y. (2018). Terrasses alluviales et terrasses agricoles. Première approche des comblements sédimentaires et de leurs aménagements agricoles depuis 5000 av. n. è. à Wakarida (Éthiopie). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, *24*, 277-300.

Bocoum, O. (2019). Suivi des feux au Sénégal. Rapport de campagne 2018-2019. *Centre de Suivi Ecologique*, 21.

Boisserie, J.-R. (2010). Évolutions tectonique, environnementale et humaine dans le triangle afar. *Annales d'Ethiopie*, *25*(1), 115-138.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. et Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, *360*(6), 245–249.

Bonnefille, R. (2000). Pollen-inferred precipitation time-series from equatorial mountains, Africa, the last 40 kyr BP. *Global and Planetary Change*, *26*(1-3), 25-50.

Bonnefille, R. et Umer, M. (1994). Pollen-inferred climatic fluctuations in Ethiopia during the last 3000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *109*(2-4), 331-343.

Bouimetarhan, I., Dupont, L., Schefuß, E., Mollenhauer, G., Mulitza, S. et Zonneveld, K. (2009). Palynological evidence for climatic and oceanic variability off NW Africa during the late Holocene. *Quaternary Research*, *72*(02), 188-197.

Bouimetarhan, I., Groeneveld, J., Dupont, L. M. et Zonneveld, K. (2013). Low- to high-productivity pattern within Heinrich Stadial 1: Inferences from dinoflagellate cyst records off Senegal. *Global and Planetary Change*, *106*(C), 64–76.

Boyer, J.-F., Dieulin, C., Rouché, N., Cres, A., Servat, E., Paturel, J.-E. et Mahé, G. (2006). SIEREM : an environmental information system for water resources, 9.

Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E. et McManus, J. (1992). Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, *6*(3-4), 265–273.

Brown, A. G. (1997). *Alluvial geoarcheology. Flooplain archaeology and environmental change.* (Cambridge University Press), 404.

C

Cailleux, A. de (1907-1986) et Tricart, J. (1959). *Initiation à l'étude des sables et des galets,* Paris, (Centre de la Documentation Universitaire), 202.

Callot Y. (2008). Formations éoliennes. *In* Dewolf Y., Bourrié G. (dir.), *Les Formations superficielles*. Editions Ellipses, 293-320.

Camara, A. et Duboscq, B. (1984). Le gisement préhistorique de Sansandé, basse vallée de la Falémé, Sénégal. Approche typologique et stratigraphique. *L'Anthropologie*, *88*(3), 377–402.

Camara, A. et Duboscq, B. (1990). La fouille d'un site acheuléen à Djita (basse vallée de la Falémé, Sénégal). *L'Anthropologie*, 293–304.

Cantin, N. et Mayor, A. (2018). Ethno-archaeometry in eastern Senegal: The connections between raw materials and finished ceramic products. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 1–10.

Carcaud, N. et Arnaud-Fassetta, G. (dir.) (2015). *La géoarchéologie française au XXIe siècle* , Paris, (CNRS édition), 620.

Chevalier, M. et Chase, B. M. (2015). Southeast African records reveal a coherent shift from high- to low-latitude forcing mechanisms along the east African margin across last glacial–interglacial transition. *Quaternary Science Reviews*, *125*, 117-130.

Chevrier, B., Huysecom, É., Soriano, S., Rasse, M., Lespez, L., Lebrun, B. et Tribolo, C. (2018). Between continuity and discontinuity: An overview of the West African Paleolithic over the last 200,000 years. *Quaternary International*, *466*, 3-22.

Chevrier, B., Rasse, M., Lespez, L., Tribolo, C., Hajdas, I., Guardiola Fígols, M., Lebrun, B., Leplongeon, A., Camara, A. et Huysecom, É. (2016). West African Palaeolithic history: New archaeological and chronostratigraphic data from the Falémé valley, eastern Senegal. *Quaternary International*, *408*, 33-52.

Chevrier, B., Rasse, M., Lespez, L., Tribolo, C., Lebrun, B., Hajdas, I. et Huysecom, É. (2017). New data on early holocene settlement and environment in soudano-sahelian west africa : interdisciplinary investigations at fatandi V (eastern senegal). *PLOS ONE*, 1–21.

Chorley, R. J. (1962). *Geomorphology and general systems theory*. Washington (U.S. Government Printing Office), 14.

Collins, J. A., Govin, A., Mulitza, S., Heslop, D., Zabel, M., Hartmann, J., Röhl, U. et Wefer, G. (2013). Abrupt shifts of the Sahara-Sahel boundary during Heinrich stadials. *Climate of the Past*, 1181-1191.

Cornelissen, E. (2002). Human Responses to Changing Environments in Central Africa Between 40,000 and 12,000 B.P. *Journal of World Prehistory*, *16*(3), 197–235.

Coudé-Gaussen, G. (1991). Les poussières sahariennes. Cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques, *Sciences en Marche?,* Paris (Editions John Libbey Eurotext), 465.

Coudé-Gaussen, G. (1989). *Les poussières sahariennes et leur contribution aux sédimentations désertiques et péridésertiques* [thèse de doctorat]. Université Pierre et Marie Curie.

Coudé-Gaussen, G. et Rognon, P. (1995). *Désertification et aménagement au Maghreb*, Paris, ' L'Harmattan), 313.

Crépy, M. (2016). *Les Paysages du vent: géohistoire et géoarchéologie de la dépression de Kharga (désert Libyque, Égypte) du cinquième siècle avant notre ère à nos jours*. [thèse de doctorat], Université Lyon 2.

D

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C. U. et Oeschger, H. (1984). North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. *Climate Processes and Climate Sensitivity.* , 29(2), 288–298.

Daveau, S. (1970). L'évolution géomorphologique quaternaire au sud-ouest du Sahara (Mauritanie). *Annales de Géographie*, 79(431), 20-38.

Davidoux, S., Lespez, L., Garnier, A., Rasse, M., Lebrun, B., Hajdas, I., Tribolo, C. et Huysecom, É. (2018). Les fluctuations environnementales des deux derniers millénaires en Afrique de l'Ouest : premiers résultats de l'étude des terrasses alluviales du ravin de Sansandé (vallée de la Falémé, Sénégal oriental). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 24(3), 237-255.

De Menocal, P. B. (2014). Marine Sediment Records of African Climate Change. *Earth Science and Environmental Sciences*, 14, 99-108.

De Vries, E., Makaske, B., Tainter, J. A. et McIntosh, R. J. (2005). *Geomorphology and human palaeoecology of the Méma, Mali*, Wageningen (Alterra), 120.

De Menocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L. et Yarusinsky, M. (2000). Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 347-361.

Descroix, L., Diongue Niang, A., Panthou, G., Bodian, A., Sane, Y., Dacosta, H., Malam Abdou, M., Vandervaere, J.-P. et Quantin, G. (2016). Évolution récente de la pluviométrie en Afrique de l'ouest à travers deux régions : la Sénégambie et le Bassin du Niger Moyen. *Climatologie*,*12*, 15-43.

Dewolf, Y. et Bourrié, G. (2007). *Les formations superficielles*. Paris, (Ellipses Marketing), 896.

Diaz, N., Dietrich, F., King, G. E., Valla, P. G., Sebag, D. et Verrecchia, E. P. (2016). A 20-ka reconstruction of a Sahelo-Sudanian paleoenvironment using multi-method dating on pedogenic carbonate, Vienne, *European Geoscience Union*, 18.

Dietrich, F., Diaz, N., Deschamps, P., Sebag, D. et Verrecchia, P. (2016). Tracking the calcium over the last 20ky: the meaning of calcitic pedogenic nodules in a silicate watershed (northern Cameroon), 14th Swiss Geoscience Meeting.

Dioh, E. (1985). *Caractérisation, signification et origine des formations birimiennes encaissantes du granite de Dioumbalou (partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou Sénégal Oriental)* [thèse de doctorat]. Université Cheikh Anta Diop.

Diouf, S. (1999). *Hydrogéologie en zone de socle cristallin et cristallophyllien du Sénégal oriental : application de la méthode électrique 1D et 2D à la localisation et à la caractérisation des aquifères du batholite de Saraya et ses environs* [thèse de doctorat]. Université Cheikh Anta Diop.

Drezen, Y. L. (2008). *Dynamiques des paysages de la vallée du Yamé depuis 4000 ans. Contribution à la compréhension d'un géosystème soudano-sahélien. (Ounjougou, Pays dogon, Mali),* [thèse de doctorat], Université de Caen/Basse Normandie.

Duboscq, B. et Camara, A. (1987). Contexte chronostratigraphique des outillages du paléolithique évolué dans l'est du Sénégal. *L'Anthropologie*, 511–520.

Dupont, L. M., Jahns, S., Marret, F. et Ning, S. (2000). Vegetation change in equatorial West Africa: time-slices for the last 150 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155(1-2), 95–122.

E

Eichhorn, B. et Neumann, K. (2014). Holocene vegetation change and land use at Ounjougou, Mali. *African Flora, Past Cultures and Archaeobotany*, 61, 3–16.

Elenga, H., Schwartz, D. et Vincens, A. (1994). Pollen evidence of late Quaternary vegetation and inferred climate changes in Congo. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109(2-4), 345-356.

F

Fontes, J. Ch. et Gasse, F. (1993). *Climatic conditions of Holocene groundwater recharge in the Sahel zone of Africa*. International Atomic Energy Agency, Vienna.

Fryirs, K. (2012). (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landform*, 38(1), 30-46.

Fryirs, K. et Brierley, G. J. (2001). Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery. *Geomorphology*, 38(3-4), 237-255.

G

Garcin, Y., Vincens, A., Williamson, D., Buchet, G. et Guiot, J. (2007). Abrupt resumption of the African Monsoon at the Younger Dryas—Holocene climatic transition. *Quaternary Science Reviews*, 26(5-6), 690-704.

Garnier, A. (2013). *La dynamique d'un système fluvial et des zones humides associées en Afrique Soudano-Sahélienne au cours de l'Holocène. Approches géomorphologique et biogéographique. L'exemple du Mali*. [thèse de doctorat], Université de Caen/Basse Normandie.

Garnier, A. et Lespez, L. (2019). Fluvial system dynamics of Sudano-Sahelian zone during the Late Holocene. The Yamé River (Dogon Country, Mali), *Geomorphology*, *340*, 32-52.

Garnier, A., Lespez, L., Ozainne, S., Ballouche, A., Mayor, A., Drézen, Y. L., Rasse, M. et Huysecom, É. (2015). L'incision généralisée de la vallée du Yamé (Mali) entre 2 350 et 1 700 ans cal. BP : quelle signification paléoenvironnementale et archéologique ? *Quaternaire*, *26*/(1, 49-66.

Garnier, A., Neumann, K., Eichhorn, B. et Lespez, L. (2013). Phytolith taphonomy in the middle- to late-Holocene fluvial sediments of Ounjougou (Mali, West Africa). *The Holocene*, *23*(3), 416-431.

Gasse, E. et Street, F. A. (1978). Late Quaternary Lake-level fluctuations and environments of the northern Rift valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *24*(4), 279-325.

Gasse, F., Fontes, J. C., Plaziat, J. C., Carbonel, P., Kaczmarska, I., De Deckker, P., Soulié-Marsche, I., Callot, Y. et Dupeuble, P. A. (1987). Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the holocene lakes from North Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *60*, 1-46.

Gasse, F. (2000). Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, *19*(1-5), 189-211.

Gasse, F. (2002). Diatom-inferred salinity and carbonate oxygen isotopes in Holocene waterbodies of the western Sahara and Sahel (Africa). *Quaternary Science Reviews*, *21*(7), 737-767.

Gasse, F., Chalié, F., Vincens, A., Williams, M. A. J. et Williamson, D. (2008). Climatic patterns in equatorial and southern Africa from 30,000 to 10,000 years ago reconstructed from terrestrial and near-shore proxy data. *Quaternary Science Reviews*, *27*(25-26), 2316-2340.

Gillepsie, R., Street-Perrott, F. A. et Switsur, R. (1983). Post-glacial arid episodes in Ethipia have implicationss for climate prediction. *Nature*, *306*.

Gumnior, M. (2008). Some new insights on fluvial dynamics and Holocene landscape evolution in the Nigerian Chad Basin. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, *52*(1), 17-30.

Gumnior, Maren et Preusser, F. (2007). Late Quaternary river development in the southwest Chad Basin: OSL dating of sediment from the Komadugu palaeofloodplain (northeast Nigeria). *Journal of Quaternary Science*, *22*(7), 709–719.

H

Halfman, J. D., Johnson, T. C. et Finney, B. P. (1994). New AMS dates, stratigraphic correlations and decadal climatic cycles for the past 4 ka at Lake Turkana, Kenya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *111*, 83-98.

Hanebuth, T. J. J. et Henrich, R. (2009). Recurrent decadal-scale dust events over Holocene western Africa and their control on canyon turbidite activity (Mauritania). *Quaternary Science Reviews*, *28*(3-4), 261-270.

Heine, K. et Heine, J. T. (2002). A paleohydrologic reinterpretation of the Homeb Silts, Kuiseb River, central Namib Desert (Namibia) and paleoclimatic implications. *CATENA*, *48*(1-2), 107-130.

Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, *29*(2), 142–152.

Hirsch, B., Roussel, B., (dir.) (2009). Le Rift est-africain : une singularité plurielle. Paris, (IRD édition), 422.

Holmgren, K., Lee-Thorp, J. A., Cooper, G. R. J., Lundblad, K., Partridge, T. C., Scott, L., Sithaldeen, R., Siep Talma, A. et Tyson, P. D. (2003). Persistent millennial-scale climatic variability over the past 25,000 years in Southern Africa. *Quaternary Science Reviews*, *22*(21-22), 2311-2326.

Hooke, J. M. et Redmond, C. E. (1992). Causes and nature of river planform changes. Dans P. Billi, R. D. Hey, P. Tacconi et C. R. Thorne (dir.), *Dynamics of gravel-bed rivers,* (John Wiley), 557-573.

Hulme, M. (1992). Rainfall changes in Africa: 1931–1960 to 1961–1990. *International Journal of Climatology*, *12*(7), 685-699.

Huysecom, É., Boëda, E., Deforce, K., Doutrelepont, H., Downing, A., Fedoroff, N., Konaté, D., Mayor, A., Ozainne, S., Raeli, F., Robert, A., Roche, E., Soriano, S., Sox, O., Stokes, S., (2000). Troisième campagne de recherches dans le cadre du programme Paléoenvironnement et peuplement humain en

Afrique de l'Ouest. *Jahresbericht SLSA.*

Huysecom, É., Jean-Bourquin, C., Mayor, A., Chevrier, B., Loukou, S., Canetti, M., Diallo, M., Bocoum, H., Sokhna, N., Hajdas, I., Lespez, L. et Rasse, M. (2013). *Reconnaissance dans la vallée de la Falémé (Sénégal oriental): la 15ème année de recherche du programme international «Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest»*. *Rapport technique*, Université de Genève.

Huysecom, É., Loukou, Y. S. B., Mayor, A., Jeanbourquin, C., Chaix, L., Chevrier, B., Ballouche, A., Bocoum, H., Guèye, N. S., Timpoko Kiénon-Kaboré, H., Rasse, M., Lespez, L. et Tribolo, C. (2014). Vallée de la Falémé (Sénégal oriental) et Parc national des îles Eotilé (Côte d'Ivoire) : la 16ème année de recherche du programme «Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique». *Jahresbericht SLSA.*

Huysecom, É., Mayor, A., Aymeric, J., Bocoum, H., Camara, A., Chevrier, B., Garnier, A., Guindo, N., Loukou, S., Hajdas, I., Kassogué, G., Klenon Kaboré, H., Lebrun, B., Lespez, L., Lorenzo Martinez, M., Mercier, N., Pelmoine, T., Pollarollo, L., Rasse, M., Vieugué, J. (2017). Milieux et techniques dans la Falémé (Sénégal oriental) et sondages au royaume d'Issiny (Côte d'Ivoire) : résultats de la 19e année du programme « Peuplement humain et paléo-environnement en Afrique ». *Jahresbericht SLSA*.

Huysecom, É., Mayor, A. et Robert, A. (1998). Rapport préliminaire de la mission de recherches 1997-98 sur le gisement d'Oundjougou (Mali). *Jahresbericht SLSA*, 189–214.

J

Joly, F. (1917-2010) A. (1997). *Glossaire de géomorphologie : base de données sémiologiques pour la cartographie*. Paris (Armand Colin).

Jullien, E., Grousset, F., Malaizé, B., Duprat, J., Sanchez-Goni, M. F., Eynaud, F., Charlier, K., Schneider, R.., Bory, A., Bout, V. et Flores, J. A. (2007). Low-latitude "dusty events" vs. high-latitude "icy Heinrich Events". *Quaternary Research*, *68*(3), 379-386.

K

Knighton, J. (1984). *Fluvial Forms and Processes. Londres* (Arnold), 218

Kröpelin, S., Verschuren, D., Lezine, A.-M., Eggermont, H., Cocquyt, C., Francus, P., Cazet, J.-P., Fagot, M., Rumes, B., Russell, J. M., Darius, F., Conley, D. J., Schuster, M., von Suchodoletz, H. et Engstrom, D. R. (2008). Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years. *Science*, *320*(5877), 765-768.

L

Lamb, H. F., Leng, M. J., Telford, R. J., Ayenew, T. et Umer, M. (2007). Oxygen and carbon isotope composition of authigenic carbonate from an Ethiopian lake: a climate record of the last 2000 years. *The Holocene*, *17*(4), 517-526.

Lancaster, N., Kocurek, G., Singhvi, A., Pandey, V. et Deynoux, M. (2002). Late Pleistocene and Holocene dune activity and wind regimes in the western Sahara Desert of Mauritania. *Geology*, *11* (30), 991-994.

Lavachery, P. et Cornelissen, E. (1996). 30.000 ans d'occupation, 6 mois de fouilles: Shum Laka, un site exceptionnel en Afrique Centrale. *Anthropologie et Préhistoire, 107,* 197-211.

Le Borgne, J. (1988). La pluviométrie au Sénégal et en Gambie. Dakar (ORSTOM), 95.

Leblanc, M., Favreau, G., Maley, J., Nazoumou, Y., Leduc, C., Stagnitti, F., van Oevelen, P. J., Delclaux, F. et Lemoalle, J. (2006). Reconstruction of Megalake Chad using Shuttle Radar Topographic Mission data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *239*(1-2), 16-27.

Lebrun, B. (2018). *Définition du cadre chronologique des gisements préhistoriques de la vallée de la Falémé*

(Sénégal) et apport des nouvelles techniques de micro-dosimétrie à la datation par luminescence, [thèse de doctorat], Université Bordeaux Montaigne.

Lebrun, B., Tribolo, C., Chevrier, B., Rasse, M., Lespez, L., Leplongeon, A., Hajdas, I., Camara, A., Mercier, N. et Huysecom, E. (2016). Establishing a West African chrono-cultural framework: First luminescence dating of sedimentary formations from the Falémé Valley, Eastern Senegal. *Journal of Archaeological Science: Reports*, *7*, 379-388.

Lespez, L., Le Drezen, Y., Garnier, A., Rasse, M., Eichhorn, B., Ozainne, S., Ballouche, A., Neumann, K. et Huysecom, E. (2011). High-resolution fluvial records of Holocene environmental changes in the Sahel: the Yamé River at Ounjougou (Mali, West Africa). *Quaternary Science Reviews*, *30*(5-6), 737-756.

Lespez, L., Rasse, M., Drézen, Y. L., Tribolo, C., Huysecom, E. et Ballouche, A. (2008). L'évolution hydromorphologique de la vallée du Yamé (Pays Dogon, Mali) : signal climatique et hydrosystème continental en Afrique de l'Ouest entre 50 et 4 ka cal. BP. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, *14*(3), 170-185.

Lézine, A.-M. (1989). Late Quaternary Vegetation and Climate of the Sahel. *Quaternary Research*, *32*(03), 317-334.

Lézine, A.-M. et Casanova, J. (1991). Correlated oceanic and continental records demonstrate past climate and hydrology of North Africa (0-140 ka). *Geology*, *19*(4), 307.

Lézine, A.-M. et Cazet, J.-P. (2005). High-Resolution Pollen record from Core KW31, Gulf of Guinea, Documents the History of the Lowland Forests of West Equatorial Africa since 40,000 yr ago. *Quaternary Research*, *64*(03), 432–443.

Lézine, A.-M., Hély, C., Grenier, C., Braconnot, P. et Krinner, G. (2011). Sahara and Sahel vulnerability to climate changes, lessons from Holocene hydrological data. *Quaternary Science Reviews*, *30*(21-22), 3001-3012.

Lézine, A.-M. et Vergnaud-Grazzini, C. (1993). Evidence of forest extension in West Africa since 22,000 BP: a pollen record from the eastern tropical Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, *12*(3), 203–210.

Likens, G. E., Driscoll, C. T., Buso, D. C., Siccama, T. G., Johnson, C. E., Lovett, G. M., Fahey, T. J., Reiners, W. A., Ryan, D. F., Martin, C. W. et Bailey, S. W. (1998). The biogeochemistry of calcium at Hubbard Brook, *Biogeochemistery, 41* (2), 89-173.

Loukou, S. (2018). *Archéologie au Boundou: l'émergence d'un royaume Africain dans la séquence protohistorique et historique de la moyenne vallée de la Falémé (Sénégal Oriental),* [thèse de doctorat], Université de Genève.

M

Macaire, J. J. (1990). L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels. De la géodynamique à la chronostratigraphie. *Quaternaire*, *1*(1), 41-49.

Mahé, G. et Paturel, J. E. (2009). 1896-2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geoscience*, *341*(7), 538-546.

Makaske, B., De Vries, E. et Tainter, J. A. (2007). Aeolian and fluviolacustrine landforms and prehistoric human occupation on a tectonically influenced floodplain margin, the Méma, central Mali. *Geologie en Mijnbouw*, *86* (3), 241-256.

Makaske, B. (1998). Anastomosing rivers: forms, processes, and sediments. *Nederlandse geografische Studies, 249*, Koninklijk Nederlands Aadrijksundig Genootschap Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit Utrecht, 237.

Maley, J. (1982). Dust, Clouds, Rain Types, and Climatic Variations in Tropical North Africa. *Quaternary*

Research, *18*(1), 1-16.

Maley, J. (2000). Les variations des niveaux du lac Tchad au cours du dernier millénaire : rôle des conditions climatiques régionales et des apports fluviatiles, réactions des populations régionales, comparaison avec le lac Naivashaen Afrique orientale, *MEGA-TCHAD 2000*, 21-27.

Maley, J. (2004a). Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30,000 ans à l'époque actuelle. *Palaeocology of Africa*, 13, 45-52.

Maley, J. (2004b). La Forêt Dense Humide Africaine : principales caractéristiques des changements de végétation et de climat du Crétacé supérieur au Quaternaire. *West African Forests studies in the Guineo-Congolian Domain*, 29.

Maley, J. (2010). Climate and palaeoenvironment evolution in the north tropical Africa from the end of the Tertiary to the Upper Quaternary. *Palaeoecology of Africa*, *30*, 1–27.

Maley, J. et Brenac, P. (1998). Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forests of western Cameroon during the last 28,000 years B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology*, *99*(2), 157-187.

Maley, J. et Vernet, R. (2015). Populations and Climatic Evolution in North Tropical Africa from the End of the Neolithic to the Dawn of the Modern Era. *African Archaeological Review*, *32*(2), 179-232.

Mange, M. A. et Maurer, H. F. W. (1992). *Heavy minerals in colour.* Londres, (Chapman&Hall), 147.

Mange, M. A. et Wright, D. T. (dir.). (2007). *Heavy minerals in use*. Amsterdam, (Elsevier), 1328.

Mann, M. E., Zhang, Z., Hughes, M. K., Bradley, R. S., Miller, S. K., Rutherford, S. et Ni, F. (2008). Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *105*(36), 13252-13257.

Mayor, A., Huysecom, E., Gallay, A., Rasse, M. et Ballouche, A. (2005). Population dynamics and Paleoclimate over the past 3,000 years in the Dogon Country, Mali. *Journal of Anthropological Archaeology*, *24*(1), 25-61.

Mayor, A., Douze, K., Lorenzo Martinez, M., Truffa Giachet, M., Aymeric, J., Hamady, B., Champion, L., Cervera, C., Davidoux, S., Garnier, A., Hajdas, I., Lebrun, B., Lespez, L., Loukou, S., Mokadem, F., Ndiaye, M., Pelmoine, T., Rasse, M., Serneels, V., Tribolo, C., Virmoux, C., Walmsley, A., Huyseom, E. (2018). Dynmiques techniques et environnementales dans la vallée de la Falémé (Sénégal): résultats de la 20ème campagne du programme„Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique", *Jahresbericht SLSA.*

Mayor, A., Douze, K., Aymeric, J., Bocoum, H., Cantin, N., Cervera, C., Champion, L., Chiquet, P., Davidoux, S., Garnier, A., Hajdas, I., Oumar Kanté, C., Lebrun, B., Lespez, L., Ndiaye, M., Ollier, C., Pelmoine, T., Rasse, M;, Tribolo, C. (2019) Archéologie et environnements au Sénégal oriental : résultats de la 21ème année du programme international „Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique", *Jahresbericht SLSA.*

Mayor, A., Douze, K., Bosoum, H., Cervera, C., Champion, L., Glauser, D., Guindo, N., Kassogué, G., Ndiaye, M., Rasse, M., Traoré, B., Huysecom, E. (2020). Archéologie dans la Falémé (Sénégal oriental): résultats de la 22ème année du programme „Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique". *Jahresbericht SLSA.*

McGee, D., deMenocal, P. B., Winckler, G., Stuut, J. B. W. et Bradtmiller, L. I. (2013). The magnitude, timing and abruptness of changes in North African dust deposition over the last 20,000yr. *Earth and Planetary Science Letters*, *371-372*, 163-176.

Mcintoch, R. J. (1998). *The Peoples of the Middle Niger: The Island of Gold.* Oxford, (Wiley-Blackwell), 376.

Michel, P. (1973). *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie : étude géomorphologique*. *ORSTOM*, *63*, 752.

Miller, C.S., Gosling, W.D., Kemp, D.B., Coe, A.L., Gilmour, I. (2016). Drivers of ecosystem and climate change in tropical West Africa over the past ~540 000 years. *Journal of Quaternary Science*, 31(7), 671-677.

Milsom, J. (1996). *Field geophysics*. Oxford, (Wiley-Blackwell), 233.

Miskovsky, J.-C. (2002). *Géologie de la Préhistoire : méthodes, techniques, applications* (Presses universitaires de Perpignan), 1519.

Morin-Rivat, J. (2018). Des arbres et des hommes : nouvelles perspectives sur les relations entre l'Homme et son environnement dans les forêts humides d'Afrique centrale à l'Holocène récent. *bois & forêts des tropiques*, *335*, 73.

Morin-Rivat, J., Fayolle, A., Gillet, J.-F., Bourland, N., Gourlet-Fleury, S., Oslisly, R., Bremond, L., Bentaleb, I., Beeckman, H. et Doucet, J.-L. (2014). New Evidence of Human Activities During the Holocene in the Lowland Forests of the Northern Congo Basin. *Radiocarbon*, *56*(1), 209-220.

Mulitza, S. (2010). Increase in African dust flux at the onset of commercial agriculture in the Sahel region, *Nature, 466*, 226-228.

Mulitza, S., Prange, M., Stuut, J.-B., Zabel, M., von Dobeneck, T., Itambi, A. C., Nizou, J., Schulz, M. et Wefer, G. (2008). Sahel megadroughts triggered by glacial slowdowns of Atlantic meridional overturning. *Paleoceanography*, *23*(4).

N

Naiman, Z., Quade, J. et Patchett, P. J. (2000). Isotopic evidence for eolian recycling of pedogenic carbonate and variations in carbonate dust sources throughout the southwest United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *64*(18), 3099-3109.

Nash, D. J., De Cort, G., Chase, B. M., Verschuren, D., Nicholson, S. E., Shanahan, T. M., Asrat, A., Lézine, A.-M. et Grab, S. W. (2016). African hydroclimatic variability during the last 2000 years. *Quaternary Science Reviews*, *154*, 1-22.

Neumann, K., Fahmy, A., Lespez, L., Ballouche, A. et Huysecom, E. (2009). The Early Holocene palaeoenvironment of Ounjougou (Mali): Phytoliths in a multiproxy context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *276*(1-4), 87-106.

Niedermeyer, E. M., Prange, M., Mulitza, S., Mollenhauer, G., Schefuß, E. et Schulz, M. (2009). Extratropical forcing of Sahel aridity during Heinrich stadials. *Geophysical Research Letters*, *36*(20), L20707.

Norrgård, S. (2015). Practising historical climatology in West Africa: a climatic periodisation 1750–1800. *Climatic Change*, *129*(1-2), 131-143.

Nyssen, J., Poesen, J., Moeyersons, J., Deckers, J., Haile, M. et Lang, A. (2004). Human impact on the environment in the Ethiopian and Eritrean highlands - a state of the art. *Earth-Science Reviews*, *64*(3-4), 273-320.

O

Ozainne, S., Lespez, L., Le Drezen, Y., Eichhorn, B., Neumann, K. et Huysecom, E. (2009). Developing a Chronology Integrating Archaeological and Environmental Data from Different Contexts: The Late Holocene Sequence of Ounjougou (Mali). *Radiocarbon*, *51*(02), 457-470.

P

Parfenoff, A., Pomerol, C., Tourenq, J. et Wyart, J. (1970). *Les Minéraux en grains: méthodes d'étude et détermination*. Paris, (Masson), 578.

Partridge, T. C., Scott, L. et Hamilton, J. E. (1999). Synthetic reconstructions of southern African environments during the Last Glacial Maximum (21–18kyr) and the Holocene Altithermal (8–6kyr). *Quaternary International*, *57-58*, 207-214.

Passega, R. (1957). Textures as Characteristic of Clastic Deposition, American Association of Sedimentary Petrology, *34* (4), 1952-1984.

Pastouret, L., Chamley, H., Delibrias, G., Duplessy, J.-C. et Thiede, J. (1978). Late Quaternary climatic changes in Western Tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger Delta. *Oceanologica Acta*,*1*(2), 67-82.

Paugy, D., Lévêque, C., Mouas, I. et Lavoué, S. (2011). *Poissons d'Afrique et peuples de l'eau*. Marseille, (IRD Éditions), 320.

Pédro, G. (1984). La genèse des argiles pédologiques. Ses implications minéralogiques, physico-chimiques et hydriques. *Sciences Géologiques. Bulletin*, *37*(4), 333-347.

Perret, C. et Jost, S. (2008). *Climat, changements climatiques et pratiques agro-pastorales en zone sahélienne*. Rome, CSAO/OCDE, 8.

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. et Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, *399*(6), 429–436.

R

Rasse, M., Ballouche, A., Huysecom, E., Tribolo, C., Ozainne, S., Le Drézen, Y., Stokes, S. et Neumann, K. (2006). Geomorphological evolution, sedimentary sequence and Holocene palaeoenvironments of the Ounjougou site (Dogon country, Mali, West Africa). *Quaternaire*, *17*(1), 61–74.

Rasse, M., Lespez, L., Lebrun, B., Tribolo, C., Chevrier, B., Douze, K., Garnier, A., Davidoux, S., Hadjas, I., Ollier, C., Camara, A., Ndiaye, M. et Huysecom, E. (2020). Synthèse morpho-sédimentaire et occurences archéologiques dans la vallée de la Falémé (de 80 à 5 ka ; Sénégal oriental) : mise en évidence d'une permanence des occupations à la transition Pléistocène-Holocène. *Quaternaire*, *31*/(1), 71-88.

Rasse, M., Soriano, S., Tribolo, C., Stokes, S. et Huysecom, E. (2004). La séquence pléistocène supérieur d'Ounjougou (Pays dogon, Mali, Afrique de l'Ouest) : évolution géomorphologique, enregistrements sédimentaires et changements culturels. *Quaternaire*, *15*(4), 329–341.

Rasse, M., Tribolo, C., Soriano, S. et Huysecom, E. (2012). Premières données chronostratigraphiques sur les formations du Pléistocène supérieur de la « falaise » de Bandiagara (Mali, Afrique de l'Ouest). *Quaternaire*, *23*(1), 5-23.

Reimer, P., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., van der Plitch, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, *55*(4), 1869–1887.

Reynolds, J. M. (2010). *An introduction to applied and environmental geophysics*. Oxford,(Wiley-Blackwell), , 720.

Ribault, L. L. (1975). Application de l'exoscopie des Quartz à Quelques échantillons Prélevés en Manche orientale. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, *279*(1288), 279-288.

Rochette, C. (dir.). (1974). *Le bassin du fleuve Senegal*. Off. de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, 450.

Russell, J. M., Verschuren, D. et Eggermont, H. (2007). Spatial complexity of 'Little Ice Age' climate in East Africa: sedimentary records from two crater lake basins in western Uganda. *The Holocene*, *17*(2), 183-193.

S

Said, R. (1993). *The River Nile: Geology, Hydrology and Utilization*. Amsterdam, (Elsevier), 337.

Salvador, P.-G., Arnaud-Fassetta, G., Castanet, C. et Ferdinand, L. (2009). Dynamique fluviale holocène et géoarchéologie. Baduel, P.R. (dir.) *Les géographies de l'eau : Processus, dynamique et gestion de l'hydrosystème*, Paris, (L'Harmattan), Itinéraires géographiques, 181-228.

Salzmann, U., Hoelzmann, P. et Morczinek, I. (2002). Late Quaternary Climate and Vegetation of the Sudanian Zone of Northeast Nigeria. *Quaternary Research*, *58*(01), 73-83.

Salzmann, U., Hoelzmann, P. (2005). The Dahomey Gap: an abrupt climatically induced rain forest fragmentation in West Africa during the late Holocene. *The Holocene, 12*(2), 190-199

Sangen, M. (2010). New results on palaeoenvironmental conditions in equatorial Africa derived from alluvial sediments of Cameroonian rivers, *Proceedings of the Geologists Association, 122*(1), 212-223.

Schumm, S. A. (1977). *The fluvial system*. Oxford (Wiley-Blackwell), 338.

Scott, L., Holmgren, K. et Partridge, T. C. (2008). Reconciliation of vegetation and climatic interpretations of pollen profiles and other regional records from the last 60 thousand years in the Savanna Biome of Southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *257*(1-2), 198-206.

Servant, M. (1983). *Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur*. Paris, ORSTOM, 159.

Shanahan, T. M., Overpeck, J. T., Anchukaitis, K. J., Beck, J. W., Cole, J. E., Dettman, D. L., Peck, J. A., Scholz, C. A. et King, J. W. (2009). Atlantic Forcing of Persistent Drought in West Africa. *Science*, *324*(5925), 377-380.

Shanahan, T. M., McKay, N. P., Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Otto-Bliesner, B., Heil, C. W., King, J., Scholz, C. A. et Peck, J. (2015). The time-transgressive termination of the African Humid Period. *Nature Geoscience*, *8*(2), 140-144.

Shanahan, T. M., Overpeck, J. T., Wheeler, C. W., Beck, J. W., Pigati, J. S., Talbot, M. R., Scholz, C. A., Peck, J. et King, J. W. (2006). Paleoclimatic variations in West Africa from a record of late Pleistocene and Holocene lake level stands of Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *242*(3-4), 287-302.

Soriano, S., Rasse, M., Tribolo, C. et Huysecom, E. (2010). Ounjougou (Pays dogon, Mali) : une séquence à haute résolution pour le Paléolithique moyen d'Afrique sahélienne. *Afrique Archéologie Arts*, *6*, 1–18.

Stager, J. C., Cocquyt, C., Bonnefille, R., Weyhenmeyer, C. et Bowerman, N. (2009). A late Holocene paleoclimatic history of Lake Tanganyika, East Africa. *Quaternary Research*, *72*(01), 47-56.

Stern, M., Ballouche, A., Weisskopf, E., Landry, D. et Laporte, L. (2019). Enregistrements sédimentaires dans la moyenne vallée du Bao Bolon (Sénégal). Première esquisse chronostratigraphique Holocène, *Quaternaire, 30*(2), 117-132.

T

Talbot, M. R. et Johannessen, T. (1992). A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth and Planetary Science Letters*, *110*(1-4), 23-37.

Théveniaut, H., Duvail, C., Ndiaye, P. M., Fullgraf, T., Delor, C., Goujou, J. C., Buscail, F. et Diagne, E. (2010). *Carte géologique du Sénégal oriental à 1/500 000 - Feuille sud-est*.

Tierney, J. E., Russell, J. M., Sinninghe Damsté, J. S., Huang, Y. et Verschuren, D. (2011). Late quaternary behavior of the East African monsoon and the importance of the Congo Air Boundary. *Quaternary Science Reviews*, *30*, 798-807.

Tjallingii, R., Claussen, M., Stuut, J.-B. W., Fohlmeister, J., Jahn, A., Bickert, T., Lamy, F. et Röhl, U. (2008). Coherent high- and low-latitude control of the northwest African hydrological balance. *Nature Geoscience*, *1*(10), 670-675.

Toure, A., Bergametti, G., Bielders, C., Bouet, C., Callot, Y., Dupont, S., Khatteli, H., Labiadh, M. T., Marticorena, B., Rajot, J. L. et Valentin, C. (2013). Erosion éolienne dans les régions arides et semi-arides africaines : processus physiques, métrologie et techniques de lutte, *Revue des régions arides* , *36* (1), 258..

Tribolo, C., Rasse, M., Soriano, S. et Huysecom, E. (2015). Defining a chronological framework for the Middle Stone Age in West Africa: Comparison of methods and models for OSL ages at Ounjougou (Mali). *Quaternary Geochronology*, *29*, 80–96.

Tricart, J. (1958). La crue de la mi-juin 1957 sur le Guil, l'Ubaye et la Cerveyrette. *Revue de Géographie Alpine, 46*(4), 565-627.

Tucker, M. E. (1981). *Sedimentary Petrology: An Introduction.* Oxford (Wiley-Blackwell), 252.

U

Urvoy, Y. (1942). *Les bassins du Niger. Etude de géographie physique et de paléographie*. Paris (Larose), 139.

V

Van Huissteden, K., Vandenberghe, J., Van der Hammen, T. et Laan, W. (2000). Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands. *CATENA*, *40*(3), 307-321.

Venard, C. (2012). *La morphodynamique éolienne en régions sèches. Des échelles spatiales et temporelles aux outils*. [thèse de doctorat], Université Lumière Lyon 2.

Vernet, R. et Tous, P. (2004). Les amas coquilliers de Mauritanie occidentale et leur contexte paléoenvironnemental (VIIe-IIe millénaires BP). *Préhistoires Méditerranéennes*, *13*, 55-69.

Verschuren, D., Laird, K. R. et Cumming, B. F. (2000). Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years. *Nature*, *403*(6768), 410-414.

W

Washington, R., Todd, M. C., Lizcano, G., Tegen, I., Flamant, C., Koren, I., Ginoux, P., Engelstaedter, S., Bristow, C. S., Zender, C. S., Goudie, A. S., Warren, A. et Prospero, J. M. (2006). Links between topography, wind, deflation, lakes and dust: The case of the Bodélé Depression, Chad. *Geophysical Research Letters*, *33*(9), L09401.

Weisrock, A., Wahl, L., Ouammou, A. et Chakir, L. (2006). Systèmes fluviaux du Sud-Ouest marocain et leur évolution depuis le Pléistocène supérieur. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, *12*(4), 229-248.

Wengler, L., Weisrock, A., Brochier, J.-É., Brugal, J. P., Fontugne, M., Magnin, F., Mathieu, J., Mercier, N., Ouammou, A., Reyss, J.-L., Sénégas, F., Valladas, H. et Wahl, L. (2002). Enregistrement fluviatile et paléoenvironnements au Pléistocène supérieur sur la bordure méridionale atlantique de l'Anti-Atlas

(Oued Assaka, S-O marocain). *Quaternaire*, *13*(3), 179-192.

White, A. F. et Blum, A. E. (1995). Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *59*(9), 1729-1747.

Williams, M., Talbot, M., Aharon, P., Abdl Salaam, Y., Williams, F. et Inge Brendeland, K. (2006). Abrupt return of the summer monsoon 15,000 years ago: new supporting evidence from the lower White Nile valley and Lake Albert. *Quaternary Science Reviews*, *25*(19-20), 2651-2665.

Table des figures

Figure 1: *recoupement de cartes qui mettent en lumière les disparités géographiques à l'échelle de l'Afrique et numérotés de 1 à 5 , les principaux secteurs de recherche sur les paléoenvironnements* _____ *22*
Figure 2: *variété de paysages concentrés dans la Vallée du Rift Est-africain* _____ *23*
Figure 3: *localisation des carottes marines réalisées au large des côtes africaines d'après De Menocal, 2014* _ *26*
Figure 4: *frise chronologique présentant l'évolution climatique et environnementale depuis 40 ka BP, d'après notamment les articles de synthèse de Lézine, 1989 ; Gasse et al. 1990 ; Bonnefille et Chalié, 2000 ; De Menocal et al., 2000 ; Gasse, 2000*_____ *27*
Figure 5: *frise chronologique synthétique présentant l'évolution climatique et environnementale à l'holocène moyen et final d'après les articles de Lézine, 1989 ; Mc Intosh, 1998, Makaske, 1998 ;Gasse, 2000 ; Makaske et al., 2007 ; Bouimetarhan et al., 2009 ; Maley et Vernet, 2015 ; Garnier et Lespez, 2019*_____ *28*
Figure 6: *localisation des principaux sites d'études paléoenvironnementales en Afrique de l'Ouest*_____ *29*
Figure 7*: sites étudiés en Afrique de l'Ouest selon la latitude et la période concernée* _____ *30*
Figure 8: *concept d'hydrosystème elaboré et schématisé (Amoros et Petts, 1993) d'après le concept de système fluvial (Schumm, 1977)*_____ *35*
Figure 9: *types de flux, principaux moteurs de l'évolution d'un système fluvial (Bravard et Salvador, 2009)* ___ *36*
Figure 10*: échelle spatiale et temporelle des ajustements des formes fluviales (d'après Knighton, 1984)* _____ *37*
Figure 11 : *localisation de la Falémé et des autres principaux affluents du fleuve Sénégal et en bleu, le bassin-versant de la Falémé* _____ *45*
Figure 12: *contexte géomorphologique d'ensemble d'après Michel Rasse (2020)* _____ *46*
Figure 13*: cartographie de la boutonnière Kédougou-Kéniéba d'après le MNT Geomapapp* _____ *47*
Figure 14: *localisation du secteur d'étude dans son contexte (A) et profil en long de la vallée de la Falémé d'après Michel (1973)* _____ *48*
Figure 15: *délimitation des différentes zones bioclimatiques (d'après White, 1983) et relation avec le mouvement méridien de la ZITC et les circulations atmosphériques associées. La diminution des précipitations est liée à la durée moyenne de la saison des pluie. En mm sont exprimés les précipitations annuelles moyennes par domaine*_____ *49*
Figure 16: *pluviométrie et température moyenne enregistré à la station de Kidira pour la période 1991-2001*_ *50*
Figure 17: *vallée de la Falémé en condition de hautes eaux (A, C) et proche de son niveau d'étiage (B, D)* ____ *51*
Figure 18: *exemple de ravines qui se forment en empruntant les pistes (A) ou sur le glacis(B) et qui alimentent la Falémé (septembre 2018)* _____ *52*
Figure 19: *paysage végétal des glacis qui surplombent la vallée de la Falémé en saison des pluies (A et B) et en saison sèche (C et D)* _____ *53*
Figure 20: *sur le haut des glacis, des dépressions stockent de l'eau et créent de petites zones marécageuses bien visible sen saison sèche (A) et dans lesquelles poussent du riz sauvage lors de l'hivernage (B et C)* _____ *54*
Figure 21 *: paysages végétaux des berges de la Falémé et des lobes de méandre en saison sèche* _____ *55*
Figure 22: *localisation des cinq principaux villages de notre secteur d'étude (A) et exemple de position du village de Missira, perché sur le glacis principal qui surplombe la vallée (B)* _____ *57*
Figure 23: *cultures observées en saison des pluies (septembre 2018)*_____ *58*
Figure 24: *activités liées au pastoralisme et à la pêche en saison humide (A) et en saison sèche (B à D)* _____ *59*
Figure 25*: figures d'érosion des berges sableuses de Sansandé, lorsque la Falémé est proche de son niveau d'étiage (janvier 2017). Les flèches blanches représentent les axes d'érosion.*_____ *59*
Figure 26*: paysages végétaux anthropisés observés à la saison sèche*_____ *61*
Figure 27: *différentes pratiques d'orpaillage dans les alluvions aurifères de la Falémé*_____ *62*
Figure 28: *feu de brousse observé en février 2017 sur la rive droite de la Falémé en face du campement de Toumboura*_____ *62*
Figure 29: *coupe schématique du relief des hauts bassins portant des lambeaux cuirassés de vieilles surfaces d'aplanissement (en rouge, vert et bleu)* _____ *65*

Figure 30: *processus de formation d'une cuirasse latéritique en milieu tropical humide (d'après „une introduction aux processus sédimentaires" de l'Université de Liège)* 65
Figure 31: *évolution des conceptions de la stratigraphie des formations de la Falémé depuis la première lecture de Pierre Michel en 1973 à la compréhension de l'équipe de Chercha en 2014 (d'après Rasse et al., 2020)* 68
Figure 32: *stratigraphie de synthèse d'après Rasse et al., 2020* 70
Figure 33*: synthèse des faciès sédimentaires pléistocènes* 71
Figure 34: *Faciès CA observé dans les ravinements entre le village de Sansandé et la vallée de la Falémé* 72
Figure 35*: sites archéologiques cités dans la synthèse de Chevrier et al., 2018* 74
Figure 36: *séquence chrono-culturelle du Pléistocène supérieur* 77
Figure 37: *séquence chrono-culturelle des deux derniers millénaires* 80
Figure 38: *succession des trois missions de terrain réalisées dans la vallée de la Falémé en saison sèche* 88
Figure 39*: vallée de la Falémé pendant l'hivernage 2018 (septembre)* 90
Figure 40*: localisation des secteurs d'étude* 92
Figure 41: *procédé de réalisation d'une coupe stratigraphique dans la vallée de la Falémé* 93
Figure 42: *nombre de coupes réalisées et étudiées par secteur* 95
Figure 43: *localisation des sondages profonds dans la vallée de la Falémé* 96
Figure 44: *différents types de sondages profonds* 98
Figure 45*: localisation des profils géophysiques* 99
Figure 46 : synthèse schématique de l'analyse géophysique 100
Figure 47: *carte morphostructurale de l'ensemble de la zone étudiée* 101
Figure 48*: exemple de relevé topographique par Brice Lebrun et Laurent Lespez dans les ravinements de Missira* 102
Figure 49: *nomenclature de la carte géomorphologique replacée dans les paysages de la vallée de la Falémé* 103
Figure 50: *exemple de courbe granulométrique présentant deux modes très distincts* 107
Figure 51: *échantillonage de sédiments actuels dans la vallée de la Falémé* 108
Figure 52 *: étapes de l'analyse micromorphologique* 110
Figure 53: *types de prélèvements envoyés pour datation radiocarbone et enjeux de contamination* 111
Figure 54: *illustration de l'importance de la datation radiocarbone et de ses enjeux en domaine soudano-sahélien* 114
Figure 55: *totalité des dates radiocarbones, mettant en lumière un important hiatus sédimentaire à la transition Pléistocène - Holocène jusqu'au derniers millénaires* 114
Figure 56: exemple de localisation des trous de la sonde permettant la mesure de la dose équivalente pour les échantillons de la coupe CP6 du ravin de Sansandé 117
Figure 57: *photos prises à la loupe binoculaire, issues des observations de la nature minéralogique des échantillons réalisées lors de la recherche de microcharbons* 120
Figure 58: *protocole de comptage de la nature minéralogique des échantillons* 121
Figure 59: *photos à la loupe binoculaire des échantillons du test 1* 125
Figure 60: *schéma de l'installation nécessaire à la séparation des minéraux lourds* 126
Figure 61*: résultats du protocole de séparation des minéraux lourds et des observations à la loupe binoculaire et au microscope électronique* 127
Figure 62: *schéma des trois types de transport éolien des sédiments d'après Coudé- Gaussen, 1995 et Callot, 2008* 129
Figure 63: *échantillons T7 de Toumboura I mettant en lumière le façonnage préférentiel des grains selon leur taille* 129
Figure 64: *catégories morphologiques de grains adoptées dans notre étude* 130
Figure 65: *échantillons T1 à T9 de la coupe Toumboura 1 choisis pour tester l'exoscopie des quartz (B. Lebrun)* 132
Figure 66: *échantillon T9 de la coupe Toumboura I observé au MEB* 133
Figure 67: *quartz de la coupe Toumboura I photographiés au MEB* 134

Figure 68 *: carottage SC1 photographié au laboratoire EPOC* 136
Figure 69: *photographies aériennes des lobes de méandre de Missira (Google Earth)* 142
Figure 70: *formes remobilisées pendant les hautes eaux et émergées en saison sèche* 143
Figure 71: fonctionnement actuel schématique de la basse vallée de la Falémé et de ses environnements selon la saison: en septembre, on observe un niveau de hautes eaux et en février le niveau de basses eaux 145
Figure 72: *les ravins latéraux dans la vallée de la Falémé* 148
Figure 73 *: confluence des ravins latéraux avec la Falémé* 149
Figure 74*: ravin de Sansandé au niveau des coupe CP9, CP3 et CP20* 150
Figure 75: *ravin de Sansandé au croisement de la piste de Goundafa (février 2018) devenue impraticable lors de l'hivernage en raison de la montée des eaux de la Falémé (septembre 2018)* 151
Figure 76 *: banquette alluviale active identifiée dans les ravins latéraux saisonnièrement en eau.* ***A :*** *argile,* ***S :*** *sables,* ***G*** *: graviers.* 152
Figure 77 : *résultats des analyses granulométriques et morphoscopiques sur les échantillons de sables et de limons de la banquette alluviale active* 153
Figure 78: *photographie des formes du glacis principal en saison sèche (à gauche) et en saison humide (à droite)* 155
Figure 79: *glacis superficiellement érodé* 156
Figure 80: *glacis - terrasse des ravinements de Toumboura, inondé lors de la campagne d'hivernage de septembre 2018* 157
Figure 81: *dépression étudiée au sud du ravin de Sansandé* 158
Figure 82 : *résultats des analyses granulométriques et morphoscopiques pour l'échantillon actuel du fond de la dépression topographique au sud de Sansandé* 159
Figure 83: *localisaiton du site de Fatandi et des sondages (L.Lespez)* 163
Figure 84*: synthèse géomoprhologique des résultats de l'étude du site de Fatandi (L.Lespez)* 164
Figure 85: *localisation du ravin de Sansandé et du méandre de Sansandé* 167
Figure 86: *photographies du ravin de Sansandé selon des angles de vues représentés sur la* ***Figure 85*** 167
Figure 87: *contrastes saisonniers observés dans le ravin de Sansandé, au niveau du méandre de la coupe CP2* 168
Figure 88 : *carte géomorphologique du secteur de Sansandé* 169
Figure 89: *coupes et sondages réalisés dans le ravin de Sansandé et dans la dépression méridionale* 170
Figure 90: *analyses réalisées dans le lobe de méandre de Sansandé* 172
Figure 91: *carotte SC1 (premier tronçon : surface, dernier tronçon : base de la carotte)* 173
Figure 92: *coupes réalisées dans la basse terrasse dans le ravin de Sansandé et sur les berges de la Falémé* 174
Figure 93*: panorama de localisation de la basse terrasse et de la coupe CP10 associée à cette forme* 174
Figure 94: *log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe CP10* 175
Figure 95 : *nature des échantillons et analyses morphoscopiques de la coupe CP10* 176
Figure 96 : *localisation de la coupe CP7 dans la basse terrasse qui longe la Falémé* 178
Figure 97: *coupe CP7 (B) dans la basse terrasse de la Falémé (A).* 178
Figure 98: *log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe CP7* 179
Figure 99*: nature de l'échantillon et morphoscopie de la coupe CP7* 180
Figure 100: *photographies prises à la loupe binoculaire lors de l'étude de la nature des échantillons (A-B) et de la morphoscopie des quartz (C-D) de la coupe CP7* 181
Figure 101: *analyses géochimiques sur la coupe CP7* 182
Figure 102 : *analyses par DRX sur la fraction argileuse des échantillons de la coupe CP7* 183
Figure 103 : *coupes réalisées dans la haute terrasse du ravin de Sansandé* 184
Figure 104: *panorama de localisation de la haute terrasse du ravin et des coupes CP9, CP20 et CP3* 185
Figure 105: *log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe CP20* 185
Figure 106: *schéma de mise en place et de fonctionnement de la dépression méridionale de Sansandé* 187
Figure 107 : *log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe CP9* 188

Figure 108 : *niveau de paléochenal comblé au sommet de la coupe CP1 dans la haute terrasse du ravin de Sansandé* 188
Figure 109 : *nature des échantillons et morphoscopie des quartz pour la coupe CP9 de la haute terrasse* 189
Figure 110 *: analyses géochimiques sur la coupe CP9* 190
Figure 111 : *analyse par DRX de la fraction argileuse de la coupe CP9* 191
Figure 112 *: localisation des analyses dans le lobe de méandre de Sansandé* 192
Figure 113: *transect présentant le profil géophysique P3 et la relation du lobe de méandre de rive droite avec la basse terrasse de la Falémé en rive gauche* 193
Figure 114 : *photographie (laboratoire EPOC, Bordeaux), log sédimentaire et analyses granulométriques de la carotte SC1* 194
Figure 115 : *nature des échantillons et analyse morphoscopiques des quartz de la carotte SC1* 195
Figure 116 : *analyses par DRX sur la fraction argileuse de la carotte SC1* 197
Figure 117: *localisation de l'ensemble des sondages dans les lobes de méandre de Missira amont et aval* 198
Figure 118 : *positionnement des sondages à la tarière à Missira méandre amont et stratigraphie associée (illustration : L. Lespez)* 199
Figure 119*: interprétation du profil géophysique P1* 200
Figure 120*: log sédimentaire et analyses granulométriques de la carotte C3* 202
Figure 121 : *transect présentant le profil géophysique du lobe de méandre de Missira aval et les carottages associés* 203
Figure 122*: nature des échantillons et morphoscopie des quartz du carottage C3* 204
Figure 123 *: planche photographique illustrant les analyses de la nature minéralogique et de la morphoscopie des quartz sur la carotte C3 (fraction 250 – 400 µm)* 205
Figure 124*: résultats des analyses géochimiques du carottage C3* 207
Figure 125 *: analyses par DRX sur la fraction argileuse des sédiments du carottage C3* 208
Figure 126: *légende de l'ensemble des blocs diagrammes qui reocnstruisent l'évolution de la vallée à l'holocène récent* 209
Figure 127 *: schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé vers 9 ka BP* 209
Figure 128 : *schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé entre 9 ka BP et le premier millénaire avant notre ère* 210
Figure 129 *: schéma interprétatif des environnements dela basse vallée de la Falémé entre 800 avant notre ère et 300 de notre ère* 210
Figure 130 *: schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé entre 800 avant notre ère et 300 de notre ère* 211
Figure 131 *: schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé entre 300 et 800 and de notre ère* 212
Figure 132 : *schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé entre 800 et 1550 ans de notre ère* 213
Figure 133 *: schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé pendant la seconde moitié du deuxième millénaire de notre ère* 213
Figure 134 *: schéma interprétatif des environnements de la basse vallée de la Falémé au cours des quatre derniers siècles* 214
Figure 135 : *vue du secteur des ravinements de Toumboura depuis le nord en direction du village. Au premier plan à droite on observe le rebord du glacis d'érosion, puis les lambeaux de glacis qui forment des draperies au second plan et des buttes résiduelles éparses dans la zone de dépression centrale saisonnièrement en eau (A).* 216
Figure 136*: localisation des ravinements de Toumboura et des principales coupes dont nous présentons les résultats* 216
Figure 137: *carte géomorphologique du secteur de Toumboura et localisation des coupes (points rouges)* 217
Figure 138 *: totalité des datations OSL pour le secteur des ravinements de Toumboura (d'après Lebrun, 2018)* 217

Figure 139 *: présentation synthétique de la coupe Toumboura I* _____ *219*
Figure 140 *: synthèse des analyses granulométriques sur TMB1* _____ *225*
Figure 141 : *synthèse des analyses morphoscopiques TMB1*_____ *229*
Figure 142: *analyses morphoscopiques de la coupe TMBI par fraction* _____ *231*
Figure 143 : *planche photographique des échantillons de la coupe TMBI* _____ *233*
Figure 144 : *schéma synthétique des types de phyllosilicates formés au cours de l'altération (Tucker, 1981)* _ *234*
Figure 145 : *synthèse des analyses DRX sur les minéraux argileux de la coupe TMBI* _____ *235*
Figure 146 : *figure de synthèse de l'ensemble des résultats des analyses sur la coupe TMBI.* _____ *237*
Figure 147: *Localisation et transect des ravinements de Toumboura avec les coupes TMB II, TMB II face à la butte et TMB III par rapport à la séquence de référence TMBI* _____ *240*
Figure 148 : *synthèse des résultats pour le site TMB II* _____ *242*
Figure 149 *: synthèse des résultats pour le site TMB III* _____ *243*
Figure 150 : *photos à la loupe binoculaire des fractions 250-400 µm de deux échantillons du site TMBIII*____ *244*
Figure 151 : *synthèse des résultats pour le site TMBII „face à la butte“* _____ *245*
Figure 152: *localisation des ravinements de Missira et des principales coupes dont nous présenterons les résultats* _____ *250*
Figure 153 : *panorama des ravinements de Missira avec au* ***premier plan*** *le glacis-terrasse saisonnièrement en eau et des buttes résiduelles éparses, en* ***second plan*** *les crêtes de ravinements et les lambeaux développés dans les formations pléistocène, et en* ***troisième plan*** *le rebord du glacis partiellement érodé.* _____ *251*
Figure 154: *à Missira, en direction du glacis donc plus loin du talweg actuel de la Falémé, on observe à l'affleurement le contact de l'unité UJ avec le substrat schisto-pélitique* _____ *251*
Figure 155: *carte géomorphologique du secteur de Missira* _____ *252*
Figure 156 : *présentation synthétique de la coupe Missira Promontoire* _____ *255*
Figure 157: *épandage de nodules carbonatés en contrebas du rebord de glacis, issus de l'érosion de l'unité UG, observé ici à Sansandé sud* _____ *259*
Figure 158: *synthèse des analyses granulométriques sur Missira Promontoire* _____ *261*
Figure 159 : *synthèse des analyses morphoscopiques sur Missira Promontoire*_____ *265*
Figure 160 : *synthèse des analyses DRX sur les minéraux argileux de la coupe Missira Promontoire* _____ *267*
Figure 161 : *figure de synthèse de l'ensemble des résultats des analyses sur la coupe Missira Promontoire* __ *269*
Figure 162 *: localisation et transect des ravinements de Missira avec les coupes Arrakis, Missira II, Missira III, Missira IV et Missira chenal*_____ *272*
Figure 163 : *synthèse des résultats de la coupe Missira ravin sud (photo : B. Lebrun)*_____ *274*
Figure 164: *synthèse des résultats pour le site Misira I- Coupe Benoît (photo B. Lebrun)* _____ *276*
Figure 165: *synthèse des résultats pour le site Misira I- Coupe Benoît (photo B. Lebrun)* _____ *277*
Figure 166: *synthèse des résultats pour le site Missira III (photo B. Lebrun, campagne 2016)* _____ *279*
Figure 167: *synthèse des résultats pour le site Missira II (photo B. Lebrun)* _____ *281*
Figure 168: *synthèse des résultats de la Coupe Laurent (photo : B. Lebrun)*_____ *282*
Figure 169: *localisation de la coupe Arrakis - sables rouges de Missira* _____ *284*
Figure 170: *synthèse des résultats de la coupe Arrakis* _____ *285*
Figure 171: *localisation de l'unité perchée Csup dans les ravinements nord-ouest de Missira* _____ *285*
Figure 172 *: synthèse des résultats de la coupe Missira Chenal (photo : B. Lebrun)*_____ *286*
Figure 173 : *légende de l'ensemble des figures du chapitre 10* _____ *294*
Figure 174 : *synthèse des résultats des analyses micromorphologiques en cours (L.Lespez)* _____ *295*
Figure 175: *scénario de fonctionnement de la vallée de la Falémé à la fin de la dernière ère glaciaire* _____ *296*
Figure 176 : *diagramme phytolithique pour la période 47 - 23 ka BP (A.Garnier)* _____ *297*
*Figure 177: diagramme phytolitique pour la période 23-13 ka BP (A.Garnier)*_____ *299*
Figure 178 : *scénario d'évolution de la vallée de la Falémé au Dernier Maximum Glaciaire* _____ *299*
Figure 179 : *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé après le de Dernier Maximum Glaciaire (18-15 ka BP)* _____ *303*
Figure 180 *: diagramme phytolitiques pour la période 18 - 13 ka BP (A. Garnier)* _____ *303*

Figure 181 : *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé lors de la transition glaciaire -interglaciaire (12 ka - 9 ka BP)* _____ *305*
Figure 182 : *scénario de fonctionnement de la basse vallée de la Falémé lors des épisodes torrentiels de type* C_{BJ} _____ *308*
Figure 183 : *comparaison de la séquence stratigraphique de la vallée de la Falémé et des référentiels planétaires* _____ *311*
Figure 184 : *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé lors des épisodes torrentiels vers 21-18 ka BP* _____ *314*
Figure 185 : *scénario d'évolution de la vallée de la basse vallée de la falémé à l'Holocène ancien et moyen (9-3 ka BP)* _____ *320*
Figure 186: *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé entre 800 av. notre ère et 1500 de notre ère lors des phases d'aggradation sédimentaire* _____ *323*
Figure 187 : *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé entre 800 av. notre ère et 1500 de notre ère lors des phases d'incision sédimentaire* _____ *324*
Figure 188: *scénario d'évolution de la basse vallée de la Falémé entre 1700 et 1900 de notre ère* _____ *329*

Table des tableaux

Tableau 1 : *synthèse des âges de la préhistoire africaine (adapté d'après Douze, 2012), les phases surlignées sont celles identifiées dans la vallée de la Falémé* _____ *75*

Tableau 2: *synthèse des sites du Paléolithique supérieur et du Mésolithique fouillés dans la vallée de la Falémé et industrie lithique associée* _____ *78*

Tableau 3 *:synthèse du cadre chrono-culturel établie d'après S. Loukou (2018)* _____ *82*

Tableau 4: *totalité des coupes réalisées avant le début de la thèse (2012-2016) et durant la thèse (2017-2019)* _____ *94*

Tableau 5: *totalité des carottages réalisés dans la vallée de la Falémé G.O. : gouge ouverte ; G.F. : gouge fermée ; T : tarière* _____ *97*

Tableau 6: *dates OSL obtenues sur les* _____ *165*

Tableau 7 : *synthèse des résultats des analyses micromorphologiques et phytolithiques* _____ *165*

Tableau 8: *synthèse des analyses sédimentologiques dans le ravin de Sansandé*_____ *170*

Tableau 9 : *synthèse des datations OSL*_____ *171*

Tableau 10 : *synthèse des datation radiocarbone* _____ *171*

Tableau 11: *totalité des analyses réalisées sur les sédiments de la carotte SC1* _____ *172*

Tableau 12 : *totalité des dates obtenues sur la carotte SC1* _____ *173*

Tableau 13: *totalité des analyses réalisées sur le carottage C3* _____ *201*

Tableau 14: *type d'analyse et nombre d'échantillons étudiés pour la coupe TMBI* _____ *218*

Tableau 15 : *synthèse des analyses réalisées sur les sondages ponctuels des ravinements de Toumboura* ___ *240*

Tableau 16: *totalité des datations OSL pour le secteur des ravinements de Missira (d'après Lebrun, 2018)* __ *252*

Tableau 17: *type d'analyse et nombre d'échantillons étudiés pour la coupe Missira Promontoire* _____ *257*

Tableau 18 : *synthèse des analyses réalisées sur les sondages ponctuels des ravinements de Missira et du Ravin de Missira sud* _____ *273*

Table des matières

Sommaire **5**

Remerciements **7**

Résumé **9**

Introduction générale **11**

Partie 1 - Contextualisation : environnement scientifique et géographique de l'étude **17**

Chapitre 1 19
1 Les paléoenvironnements en Afrique : enjeux de recherches 19
1.1 L'Afrique de l'Ouest dans l'Afrique : disparité des recherches 20
1.1.1 L'inégale répartition des enregistreurs sédimentaires 20
1.1.2 Des recherches centrées sur des espaces spécifiques 21
1.1.3 Des recherches centrées sur des changements climatiques majeurs 25
1.2 Le développement des recherches sur les systèmes fluviaux et les zones humides en Afrique de l'ouest 29
1.2.1 Synthèse des principales études paléoenvironnementales en Afrique de l'Ouest 29
1.2.2 La riche histoire morphosédimentaire des vallées fluviales : des espaces sensibles et convoités 31
1.2.3 La connaissance du fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux en domaine soudano-sahélien34
1.2.4 Quelle prise en compte des flux éoliens dans les modèles de façonnement des systèmes fluviaux ? 38

Chapitre 2 41
2 Géographie de la vallée de la Falémé 41
2.1 L'assise institutionnelle des programmes de recherche et les recherches archéologiques 42
2.1.1 « Peuplement humain et paléoenvironnements en Afrique de l'Ouest » : Objectifs et approche 1997-2011 42
2.1.2 L'ANR CHERCHA : Objectifs et approche 2012-2020 43
2.2 Géographie physique à l'échelle du bassin versant 45
2.2.1 Organisation géologique et géomorphologique générale 45
2.2.2 Hydrologie et hydro-climatologie de la Falémé 47
2.2.3 Les paysages végétaux 52
2.3 Occupations, exploitations et pratiques anthropiques : quelle inscription dans les paysages de la Falémé 56

Chapitre 3 63
3 État des connaissances sur l'histoire environnementale et humaine dans la vallée de la Falémé et sa région 63
3.1 Chronostratigraphie générale de la Falémé 64
3.1.1 Chronologie de l'étude et de la compréhension des formes dans la vallée de la Falémé 64
3.1.2 Première synthèse chronostratigraphique générale 70
3.2 État des recherches archéologiques 74
3.2.1 Aperçu de l'état des recherches archéologiques en Afrique de l'Ouest 74
3.2.2 Séquence chrono-culturelle générale de la vallée de la Falémé 75
3.2.3 Séquence chrono-culturelle du Pléistocène supérieur : les sites du Paléolithique supérieur et du Mésolithique 76
3.2.4 Séquence chrono-culturelle Holocène 80

Partie 2 - Méthodologie : la complémentarité de la géomorphologie de terrain et de la sédimentologie de laboratoire 85

Chapitre 4 87
4 La géomorphologie de terrain : identifier les formes 87
4.1 Les campagnes de terrain 88
4.1.1 En saison sèche 88
4.1.2 En saison des pluies 90
4.2 Prospections géomorphologiques 91
4.2.1 Prospections pédestres 91
4.2.2 Les coupes stratigraphiques : stratégie et échantillonnage 93
4.2.3 Les carottages : l'intérêt des sondages profonds 96
4.2.4 Géophysique 99
4.3 Cartographie sur le terrain 101
4.3.1 Les relevés topographiques 102
4.3.2 La cartographie géomorphologique 103

Chapitre 5 105
5 Les analyses de laboratoire : caractériser les formations 105
5.1 Sédimentologie : comprendre la nature et la mise en place des dépôts 106
5.1.1 Granulométrie 106
5.1.2 Apports de la micromorphologie 110
5.2 La construction du cadre chronologique 111
5.2.1 Les datations radiocarbone 111
5.2.2 Les datations par luminescence stimulée optiquement (OSL) 114

Chapitre 6 119
6 La recherche de nouveaux indicateurs 119
6.1 Minéralogie des sédiments 120
6.1.1 La nature minéralogique des échantillons : observations et comptages à la loupe binoculaire 120
6.1.2 Minéralogie des argiles 122
6.1.3 Les minéraux lourds : les tests 124
6.2 Morphoscopie et exoscopie des grains de quartz 128
6.2.1 Morphoscopie 128
6.2.2 Exoscopie : les tests 132
6.3 La signature géochimique des sédiments 135
6.3.1 Analyse XRF : la composition chimique des sédiments comme indicateur ? 135
6.3.2 Analyse ICP -MS des sédiments 136

Partie 3 - Les temps d'un système fluvial soudano-sahélien 137

Chapitre 7 141
7 Le fonctionnement actuel de la vallée de la Falémé : formes et processus 141
7.1 Les formes du fond de vallée et le fonctionnement du chenal actuel 142
7.1.1 Le style fluvial de la Falémé et le fonctionnement saisonnier actuel 142
7.1.2 Les ravins latéraux 147
7.2 Les formes du lit majeur 154
7.2.1 Les berges de la Falémé 154
7.2.2 Les différents glacis 154
7.2.3 Les zones d'érosion liées aux ravins latéraux 157

Chapitre 8 161

8 Les dynamiques du système fluvial à l'holocène 161
8.1 Le secteur de Fatandi 162
8.1.1 Présentation 162
8.1.2 Résultats de l'étude de Fatandi V 163
8.1.3 Dynamiques paléoenvironnementales à la transition pléistocène - holocène 165
8.2 Le secteur Sansandé 166
8.2.1 Présentation du ravin et du méandre de Sansandé 166
8.2.2 Le Ravin de Sansandé 173
8.2.2.1 Les coupes de référence de la basse terrasse 173
8.2.2.1.1 Log stratigraphique et granulométrie de la coupe CP10 173
8.2.2.1.2 Nature des échantillons et morphoscopie des quartz de la coupe CP10 176
8.2.2.1.3 Interprétation de la séquence sédimentaire de CP10 177
8.2.2.1.4 Log stratigraphique et granulométrie de la coupe CP7 177
8.2.2.1.5 Nature de l'échantillon et morphoscopie de CP7 180
8.2.2.1.6 Analyses géochimiques et nature des argiles de la coupe CP7 181
8.2.2.1.7 Interprétation de la séquence sédimentaire CP7 183
8.2.2.2 Les coupes de référence de la haute terrasse dans le ravin de Sansandé 184
8.2.2.2.1 Log stratigraphique et granulométrie de la coupe CP9/CP20 185
8.2.2.2.2 Nature des échantillons et morphoscopie de la coupe CP9 189
8.2.2.2.3 Géochimie et DRX des argiles sur la coupe CP9 190
8.2.2.2.4 Interprétation de la séquence sédimentaire CP9 192
8.2.3 Le méandre de Sansandé 192
8.2.3.1 Stratigraphie du lobe de méandre de Sansandé : géophysique et granulométrie du carottage SC1 192
8.2.3.2 Nature des échantillons et morphoscopie du carottage SC1 195
8.2.3.3 Géochimie et DRX des argiles du carottages SC1 196
8.2.3.4 Interprétation des séquences sédimentaires de la haute terrasse 197
8.3 Le secteur de Missira 198
8.3.1 Présentation 198
8.3.2 Missira méandre amont 199
8.3.2.1 Stratigraphie du lobe de méandre de Missira amont : carottages et géophysique 199
8.3.2.2 Interprétation de la séquence sédimentaire de Missira méandre amont 200
8.3.3 Missira méandre aval 201
8.3.3.1 Stratigraphie du lobe de méandre de Missira aval : granulométrie du carottage C3 et géophysique 201
8.3.3.2 Nature des échantillons et morphoscopie du carottage C3 204
8.3.3.3 Nature des argiles et analyses géochimiques 206
8.3.3.4 Interprétation de la séquence sédimentaire de Missira méandre aval 208
8.4 Scénario d'évolution environnementale de la vallée de la Falémé au cours des trois derniers millénaires 209

Chapitre 9 215
9 Le système fluvial à la fin du Pléistocène 215
9.1 Le secteur de Toumboura 216
9.1.1 Présentation 216
9.1.2 Toumboura I : la séquence de référence 218
9.1.2.1 Analyses stratigraphiques et granulométrie des sédiments 218
9.1.2.2 Nature des échantillons et morphoscopie des grains de quartz 227
9.1.2.3 Nature des argiles et analyses géochimiques 234
9.1.2.4 Interprétation de la séquence de Toumboura 239
9.1.3 Les autres coupes et sondages ponctuels 240
9.1.4 Les temps forts du système morphogénique 246
9.2 Le secteur de Missira 250
9.2.1 Présentation 250

9.2.2 Missira Promontoire : la séquence de référence 253
9.2.2.1 Analyses stratigraphiques et granulométrie des sédiments 253
9.2.2.2 Nature des échantillons et morphoscopie des grains de quartz 259
9.2.2.3 Nature des argiles et analyses géochimiques 267
9.2.3 Les autres coupes et sondages ponctuels 271
9.2.4 Les temps forts du système 287

Partie 4 - Les dynamiques hydrosédimentaires de la Falémé depuis le Pléistocène récent dans leur contexte régional entre forçages climatiques et anthropiques 291

Chapitre 10 293
10 La Falémé au cours du pléistocène récent : le rôle des forçages climatiques 293
10.1 La transition vers des conditions plus arides au pléistocène supérieur (47-18 ka BP) 294
10.1.1 Le Pléistocène supérieur ancien (47-23 ka BP) 294
10.1.2 La période centrale du dernier Maximum Glaciaire (23-18 ka BP) 298
10.2 Du dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène (18-11.7 ka BP) : une lente transition vers des conditions plus chaudes et plus humides 302
10.2.1 La transition entre le Dernier Maximum Glaciaire et le Tardiglaciaire (18-15 ka BP) ... 302
10.2.2 La transition vers l'Holocène (12 – 9 ka BP) 303
10.2.3 La mise en place de l'Optimum humide africain et ses conséquences dans la Falémé ... 305
10.3 Des épisodes torrentiels courts : UBJ (44 ka BP), CSC (21-18 ka BP) et CSUP (9 ka BP).. 308

Chapitre 11 317
11 La Falémé au cours de l'Holocène entre forçages climatiques et anthropiques 317
11.1 Le hiatus sédimentaire de l'Holocène ancien et moyen (9-3 ka BP – 7000 à 1000 ans avant notre ère) et l'optimum humide africain 318
11.2 La réactivation détritique et l'instabilité hydrosédimentaire à l'Holocène récent (800 av. notre ère - 1500 de notre ère) 321
11.3 La mise en place des conditions climatiques actuelles et l'intensification de l'usage des sols au cours des 5 derniers siècles 328

Conclusion générale 333

Bibliographie 341

Table des figures 355

Table des tableaux 361

Table des matières 363