



Article scientifique

Article

2008

Published version

Open Access

This is the published version of the publication, made available in accordance with the publisher's policy.

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

Lespez, Laurent; Rasse, Michel; Le Drézen, Yann; Tribolo, Chantal; Huysecom, Eric; Ballouche, Aziz

How to cite

LESPEZ, Laurent et al. 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. In: Geomorphology, 2008, vol. 3, p. 169–186. doi: 10.4000/geomorphologie.7053

This publication URL: <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:14379>

Publication DOI: [10.4000/geomorphologie.7053](https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7053)

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

Hydromorphologic evolution of the Yame Valley (Dogon district, Mali): climatic change and fluvial response in West Africa between 50 and 4 ka BP

Laurent Lespez¹, Michel Rasse², Yann Le Drezen¹, Chantal Tribolo³,
Eric Huysecom⁴, Aziz Ballouche⁵

Résumé

Le remplissage alluvial de la vallée du Yamé incisée dans le plateau gréseux de Bandiagara (Mali) a enregistré les réponses hydrologiques et géomorphologiques aux changements environnementaux des régions soudano-sahéliennes durant les cinquante derniers millénaires. Des recherches de terrain et de laboratoire, avec respectivement 41 datations OSL et 88 datations radiocarbone, ont permis d'identifier sept séquences sédimentaires pléistocènes et dix-sept séquences holocènes sur le site d'Ounjougou. Des données paléoenvironnementales tirées d'études palynologiques et anthracologiques antérieures permettent d'établir des corrélations entre, d'une part, styles fluviaux et taux d'alluvionnement et, d'autre part, changements climatiques et anthropiques dans le bassin versant. Les résultats obtenus sont ensuite comparés aux données paléoenvironnementales récentes disponibles en Afrique occidentale, des régions guinéennes au Maghreb, ainsi qu'aux données issues des carottages marins ou lacustres, soulignant l'intérêt des sédiments fluviaux pour la compréhension des effets des fluctuations climatiques sur les environnements continentaux.

Mots clés : système fluvial, variations climatiques, Pléistocène, Holocène, Afrique de l'Ouest

Abstract

The alluvial record of the Yame valley, incised in the sandstone plateau of Bandiagara (Mali), shows hydrologic and geomorphic responses to environmental changes in the soudano-sahelian area since 50 ka cal. BP. Field observations, laboratory investigations, and, respectively, 41 OSL and 88 ¹⁴C dates permit to identify seven Pleistocene and seventeen Holocene sedimentary sequences at Ounjougou. Previous paleoenvironmental informations from palynologic and anthracologic studies allow to establish correlations between fluvial styles, rates of alluviation on one hand, and climatic and anthropogenic changes in the catchment on the other hand. The results are then discussed at the light of recent palaeoenvironmental studies in the Guinean regions and the Maghreb (West Africa) and data derived from lake and marine records. The alluvial record in the Yame valley is closely correlated with these long-term climatic and paleoenvironmental data, underlining the usefulness of fluvial sediments for understanding the impacts of climatic change on continental environments.

Key words: fluvial system, climate change, Pleistocene, Holocene, West Africa

Abridged English version

The Yame is the main stream flowing across the Bandiagara sandstone plateau in the Dogon district (fig. 1 and fig. 2). The discharge regime is characterized by a strong seasonal variability which is due to variations in the

Soudano-Sahelian belt. The dry season, from October to June, results in a low but constant base flow, which is fed by the sandstone aquifers. In this way the main channel remains active and temporary small floodplain lakes prevail throughout the dry season. The alluvial record of the Yame valley presented in this study is based on facies analysis of

1 – Geophen, UCBN-CNRS-UMR LETG 6554, université de Caen-Basse Normandie, Esplanade de la Paix, BP 5186, 14032 Caen cedex. Courriel : laurent.lespez@unicaen.fr ; yann.ledrezen@unicaen.fr

2 – Ledra, CNRS-UMR IDEES 6228, université de Rouen, 76821 Mont Saint-Aignan. Courriel : michel.rasse@univ-rouen.fr

3 – CRP2A, CNRS-UMR 5060, université de Bordeaux, 33607 Pessac. Courriel : ctribolo@u-bordeaux3.fr

4 – Département d'anthropologie et d'écologie, université de Genève, 1211 Genève, Suisse. Courriel : Eric.Huysecom@anthro.unige.ch

5 – Paysages et biodiversité, université d'Angers, 49000 Angers. Courriel : aziz.ballouche@univ-angers.fr

seven Pleistocene and seventeen Holocene sequences at Ounjougou, 41 OSL and 88 ^{14}C dates, and on sediment grain-size and micromorphology. Data from previous palynology and anthracology studies carried out at this site (Rasse et al., 2006; Eichhorn and Neumann, 2007; Le Drezen, 2008) are compared with the alluvial record in order to develop a coherent model of long-term climatic, environmental and fluvial behaviour. The main results and interpretations are summarized along with the major periods of alluvial change since the Upper Pleistocene.

During the Upper Pleistocene (OIS 3) alluvial aggradation was marked by the deposition of (a) massive fine-grained, well-sorted silts (U3; 52-46 ka cal. BP), (b) horizontally and well-bedded sediments (U4; 45-40 ka cal. BP) and (c) thick layers of silts (U5; 39-30 ka cal. BP) (fig. 3 and fig. 4). These sediments were deposited on a large floodplain by flows with high suspended sediment load. Although the deposits are derived from erosion of the upstream catchments, the main stream had a low transport capacity. There are few coarser units interstratified in the silt sequences of OIS 3. Among them, U5 Px is a palaeochannel of gravelly sand lying between U4 and U5, and dates to 40 ± 3 ka cal. BP. U6 is a reddish coarse-grained deposit characterised by abundant ferruginous pisoliths derived from the erosion of laterite crusts in the catchment. These two formations suggest high-energy floods and the U5Px unit shows a chronostratigraphic coincidence with the Heinrich 4 event around 40 ka cal. BP.

There is a hiatus in dates between 30 and 12 ka cal. BP and it is therefore difficult to define the transition between the Pleistocene and Holocene. Sedimentary unit U7 is an undated aeolian silt formation that corresponds to a dry period favourable to aeolian processes. According to Gasse (2000) and Maley (2004), the 20-15 ka cal. BP period was the driest of the Upper Pleistocene with intense aeolian activity across Sahelian Africa. We suggest that U7 was probably deposited after 20 ka cal. BP. Younger Pleistocene deposits suggest channel incision by high energy floods with relatively small solid loads. This can be considered as a major hydrologic change that corresponds to the first reactivation of the African monsoon north of 10° N. In Soudano-Sahelian Africa this phase is dated at 15-14.5 ka cal. BP (Gasse, 2000; Lézine et al., 2005). It corresponds to the beginning of the African humid period and corresponds to the Bölling period highstand in middle latitude regions.

The Early Holocene (11.5 – 8.5 ka cal. BP) is mainly characterised by alluvial formations consisting of cross-bedded medium to coarse sands and gravels (HA1, HA4) suggesting a braided river system (fig. 5, fig. 6 and fig. 7). Two interbedded layers of greyish sandy silt with abundant organic remains (HA2-HA3, HA4) indicate wide inundated floodplains with permanent small lakes in contrast to the high-energy floods and channel mobility of the braided river. The dates (all post 11.3 ka cal. BP) suggest that this sequence represents a fluvial response to the second phase of the African humid period that occurred after the Younger Dryas (deMenocal et al., 2000; Lézine et al., 2005). This humid period is testified by high lake levels in the region (Gasse, 2000) (fig. 9). According to Garcin et al. (2007),

this can be attributed to a northward shift of the summer monsoon to approximately 14° N, the latitude of Ounjougou, after 11.5 ka cal BP.

There is a dating hiatus between 8.8 and 7.4 ka cal. BP, between the end of the early Holocene sedimentation and the onset of mid Holocene sedimentary sequence (HM2). This hiatus occurs throughout the Yame valley. Similarly, lake level changes between 9 and 8 ka cal. BP of many African lakes are thought to indicate a dry period (Gasse, 2000). Moreover, palaeoclimatic data obtained in the northern hemisphere revealed a marked weakening of the Indian monsoon and a rapid cooling at about 8.2 ka cal BP (Mayewski et al., 2004). The Mid-Holocene sediments, 7.4 to 4 ka cal. BP, consist of three distinct sequences (HM1, HM2, HM4) all of which show medium to coarse-grained sand layers with gravels, interstratified with beds of greyish to blackish colour enriched with high organic matter. It corresponds regionally to the development of wetlands, that were characterised by hygrophilous vegetation with Guinean species corresponding to a densely vegetated savanna with Soudanian trees (Ballouche and Neumann, 1995; Salzmann et al., 2002). These conditions can be related to the African Humid Period recorded in West Africa and prevailing until 5 ka cal. BP (Servant, 1983; deMenocal et al., 2000; Gasse, 2000; Lézine et al., 2005).

The alluvial sediments deposited during the second half of the Late Holocene (4-0.1 ka cal. BP) indicate a major change in sedimentation regime of the river Yame. This period is represented by six sequences (fig. 7 and fig. 9) of flat bedded sediments that were deposited on the valley floor. They are characterised by alternating silty sand layers (1-2 cm) enriched with charcoal and organic remains (leaves, seeds) and fining-up sandy silt layers with numerous micro-charcoals. These fine layers display desiccation cracks and oxidation horizons at the top and are particularly well developed in the deposits dated between 4 and 2.4 ka cal. BP. This rhythmic sedimentation suggests an increase in duration or intensity, or both, of the dry season (Le Drezen et al., 2006; Le Drezen, 2008). This agrees well with all of the records available from Sahelian and Soudanian Africa, which generally reveal an increased aridity between 5 and 3 ka cal BP (deMenocal et al., 2000; Lézine et al., 2005; Gasse, 2000) (fig. 9). This was accompanied by a gradually spatial shift of major vegetation zones to their current position. Palaeobiological and micromorphological studies indicate that permanent gallery forests and savannas of Sahelo-Soudanian character were present and experienced annual fires (Eichhorn and Neumann, 2007; Le Drezen et al., 2006; Le Drezen, 2008). Such regular fire recurrence suggests an anthropic cause, as nowadays, showing that human activities likely played a dominant role in the landscape evolution and valley bottom sedimentation during the Late Holocene and present time.

The sedimentary record of the Yame valley represents an exceptional archive of long-term environmental change in West Africa. Combining the sedimentary record with palaeoclimatic information allows us to reconstruct the climatic impact on the hydrosystem and the fluvial response to

changing palaeoenvironmental conditions during the last fifty thousand years. Alluvial records, integrating fluvial behaviour over the whole upstream catchment area, greatly expand the spatial extent of our understanding of palaeoenvironmental changes, especially when combined with more temporally complete, though more local, lacustrine basin records. Moreover, distinct changes in facies and fluvial style suggest that we can identify the effects of changes in seasonal climatic forcing, particularly those associated with changing intensities of the dry season (Le Drezen et al., 2006; Le Drezen and Lespez, 2007; Le Drezen, 2008). Consequently, it becomes possible to distinguish anthropic effects from naturally driven fluvial changes in a West African river basin during the last four thousand years (Le Drezen, 2008).

Introduction

L'étude du fonctionnement hydrogéomorphologique du Yamé, principal cours d'eau traversant le plateau gréseux de Bandiagara (Daveau, 1959), a été délaissée dans les premières publications consacrées au gisement d'Ounjougou (Huysecom, 2002). En effet, celles-ci avaient principalement pour objectif de présenter les données archéologiques et leur cadre géomorphologique et chronostratigraphique d'ensemble (Huysecom et al., 2004 ; Rasse et al., 2004, 2006). Les résultats des recherches de terrain et de laboratoire menées récemment (Huysecom et al., 2007) permettent de préciser la stratigraphie et de déterminer les faciès sédimentaires des formations pléistocènes et holocènes conservées dans les anfractuosités des grès du Précambrien supérieur. Il est ainsi possible de caractériser les réponses hydrologiques d'un cours d'eau de l'actuelle zone sahélienne aux diverses variations paléoenvironnementales, sous la double action des conditions pluviométriques et de l'intervention de l'Homme. Dans cet article, l'ensemble de l'évolution holocène, dont la

résolution stratigraphique est exceptionnelle pour l'Afrique de l'Ouest, est exposée, ainsi que celle du Pléistocène supérieur, depuis le stade isotopique 3. Cette approche chronologique permet de confronter les résultats obtenus à ceux des travaux menés dans les régions voisines ou acquises selon des approches méthodologiques différentes (deMenocal et al., 2000 ; Gasse, 2000, 2005 ; Garcin et al., 2007 ; Jullien et al., 2007 ; Lézine, 1989 ; Lézine et Cazet, 2005 ; Thomas et Thorp, 2003 ; Shanahan et al., 2006 ; Weisrock et al., 2006b ; Zhao et al., 2003).

La richesse des formations quaternaires de certaines sections de la vallée du Yamé (fig. 1) a été soulignée depuis longtemps (Daveau, 1959 ; Beaudet et al., 1981). La stratigraphie de la moyenne section de la vallée, à l'amont de Bandiagara, doit son accessibilité actuelle à une défluviation du Yamé par auto-capture survenue en 1936 (Rasse et al., 2004, 2006). Cette modification hydrographique récente a permis à la rivière, non seulement de retrouver son tracé du début de l'Holocène, mais aussi d'inciser brutalement les formations antérieures en délaissant les bancs gréseux qui limitaient son encaissement. L'érosion régressive actuelle se fait à une vitesse accélérée, comme en témoignent les missions photographiques IGN de 1952 et de 1982 et les photos prises d'ULM en 2004. Ces dernières montrent très nettement le recul annuel des têtes de vallon. L'épaisseur des formations mises en évidence est d'une quinzaine de mètres et le degré de résolution de certains horizons, notamment ceux qui sont riches en matière organique, permettent de caractériser avec une grande précision chronologique les réponses hydrogéomorphologiques du cours d'eau et de ses affluents principaux.

Le long du tronçon étudié, le Yamé s'écoule dans un fond de vallée sableux, large d'une trentaine de mètres, excepté lors du franchissement des bancs de grès qui sont traversés par un étroit lit rocheux. Son écoulement permanent est marqué par une forte irrégularité saisonnière, résultat de la

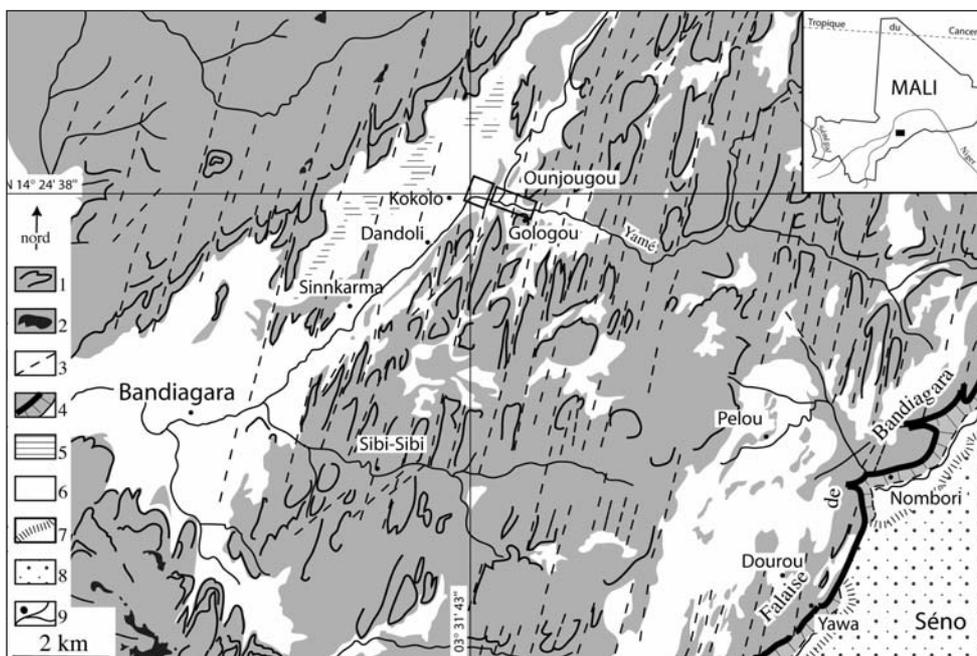


Fig. 1 – Carte de localisation. 1 : grès et interfluves gréseux ; 2 : buttes latéritiques résiduelles ; 3 : diaclases principales ; 4 : « Falaise » de Bandiagara ; 5 : glacis à couverture ferrugineuse ; 6 : formations quaternaires ; 7 : versants sableux des vallées de piémont ; 8 : sables du Séno ; 9 : villages ; réseau hydrographique. Les rectangles indiquent la localisation des cartes des figures 2 et 5.

Fig. 1 – Location map. 1: sandstone; 2: residual lateritic mesas; 3: principal lineaments; 4: Bandiagara scarp; 5: ferruginous formations on the plateau; 6: Quaternary formations; 7: sandy slopes of the piedmont valley; 8: sand of the Seno country; 9: villages; streams. Rectangles indicate the location of the detailed maps (figures 2 and 5).

distribution mensuelle de la pluviométrie. Le climat sahélien, à longue saison sèche d'octobre à juin, explique la sévérité des étiages. Néanmoins, l'aquifère du plateau, dans des grès profondément diaclasés, entraîne, par une restitution lente, le maintien d'un chenal actif accompagné de quelques mares permanentes, jusqu'au cœur de la saison sèche. En revanche, la saison des pluies de juin à septembre, liée à la remontée de la mousson vers le nord, apporte des précipitations notables (563 mm en moyenne à Bandiagara). Celles-ci tombent le plus souvent sous forme d'averses intenses qui engendrent dans l'ensemble du fond de la vallée un ruissellement actif et un écoulement divagant chargé de sédiments. Dans ce contexte, comme en témoignent les répercussions géomorphologiques de la crue de 1936 et des abats d'eau exceptionnels de l'hivernage de 2007, les événements de période de retour séculaire ou semi-séculaire jouent un rôle important dans la morphogenèse du fond de vallée.

La vallée du Yamé possède des enregistrements sédimentaires exceptionnels pour l'étude des répercussions des oscillations climatiques au cours des cinquante derniers millénaires. En effet, située au cœur de la zone soudano-sahélienne actuelle, entre le domaine saharien au nord et les forêts claires ou plus denses du domaine guinéen au sud, elle occupe une position charnière et son fonctionnement est susceptible d'avoir été influencé par les fluctuations successives de la mousson au cours de la fin du Quaternaire sous l'effet des changements planétaires. Par ailleurs, l'occupation du territoire par des groupes humains structurés est ancienne. En témoignent les vestiges archéologiques qui attestent un peuplement depuis au moins 150 ka cal. BP (Huysecom *et al.*, 2004, 2005, 2007 ; Rasse *et al.* 2004 ; Soriano et Huysecom, 2007) et une production de céramique, la plus ancienne connue en Afrique de l'Ouest, dès 12 ka cal. BP environ (Huysecom *et al.*, 2004, 2006, 2007). La végétation actuelle constituée par une savane sahélo-soudanienne intègre dans sa structure et sa composition une longue histoire de l'anthropisation (Le Drezen, 2008). Toutefois la discussion sera centrée, ici, sur le rôle du climat dans la dynamique du système fluvial. L'étude détaillée des forçages anthropiques, en particulier à partir de l'Holocène récent, fait l'objet de recherches précises qui s'intéressent à la période postérieure à 4 ka cal. BP pour laquelle ceux-ci jouent un rôle indiscutable (Le Drezen, 2008).

Après la mise en place du cadre chronostratigraphique d'ensemble (Rasse *et al.*, 2004, 2006), les nouvelles recherches ont d'abord consisté dans le suivi systématique, sur plusieurs kilomètres, des limites stratigraphiques des formations pléistocènes et holocènes, à partir du relevé précis d'une centaine de coupes. Ainsi a été mise en évidence la succession de sept séquences sédimentaires de la fin du Pléistocène et de dix-sept de l'Holocène. Leur géométrie d'ensemble a pu être reconstituée et il est aujourd'hui possible de proposer une vue d'ensemble de l'architecture du remplissage alluvial et d'établir des coupes de synthèse. Les quarante et une datations OSL obtenues sur les sédiments de la fin du Pléistocène et les quatre-vingt-quatre acquises par la méthode du radiocarbone (AMS et conventionnelle) sur

des charbons contenus dans des niveaux holocènes permettent de caler avec précision ces différentes séquences. La chronostratigraphie a été établie en respectant strictement les marges d'erreur des âges précédemment publiés (Rasse *et al.* 2004, 2006 ; Huysecom *et al.*, 2007) qui, pour les datations radiocarbone, ont été calculées à deux écarts-types. Dans un deuxième temps, l'analyse des faciès sédimentaires repose sur une description fine des figures sédimentaires et pédologiques observables sur le terrain, mais également sur des analyses de laboratoire classiques conduites au laboratoire Geophen à Caen. Les analyses granulométriques effectuées au granulomètre laser (Coulter LS 200) précisent la succession des dynamiques sédimentaires alors que les observations micromorphologiques fournissent des renseignements sur l'organisation interne des sédiments et permettent de passer de la description des macro- aux micro-faciès (Le Drezen, 2008). Les résultats des observations de terrain et des analyses de laboratoire offrent la possibilité de dépasser l'approche chronostratigraphique générale et de reconstituer la succession des dynamiques hydrosédimentaires et des styles fluviaux au cours des cinquante derniers millénaires. Les résultats obtenus sont ensuite confrontés aux données paléoenvironnementales disponibles pour cette période en Afrique de l'Ouest.

Rythmes et modalités de l'enregistrement sédimentaire

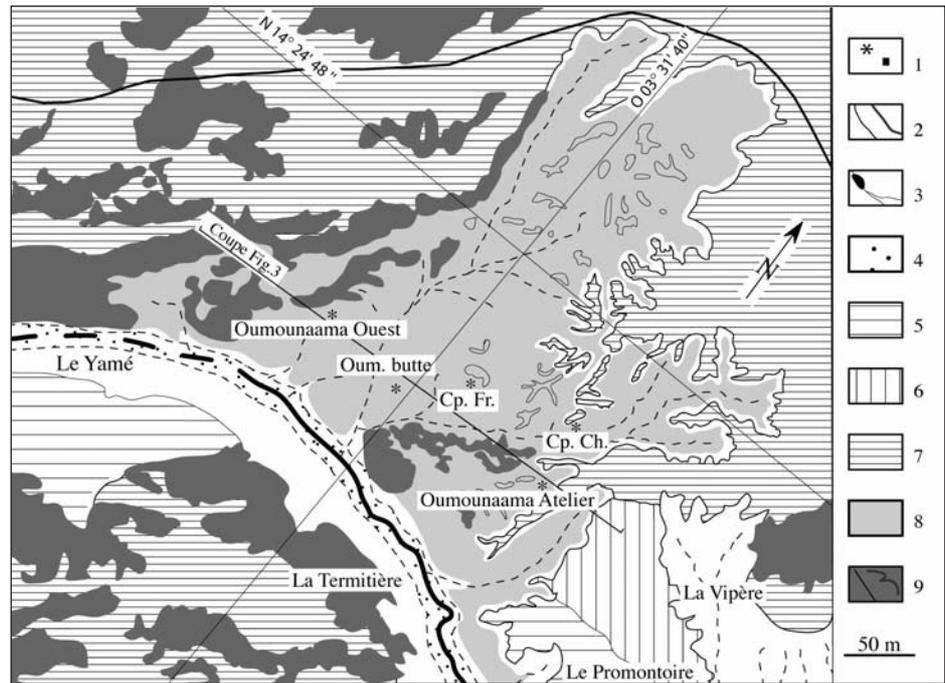
Les séquences sédimentaires sont présentées par ordre chronologique en distinguant deux grandes périodes caractérisées par une organisation et des faciès spécifiques : le Pléistocène supérieur et l'Holocène. Pour chacune d'entre elles, les séquences sédimentaires, nommées U1 à U6 pour le Pléistocène (Rasse *et al.*, 2004) et HA1 à HT7 pour l'Holocène (Huysecom *et al.*, 2004 ; Rasse *et al.*, 2006), ont été ensuite regroupées en périodes homogènes caractérisées par une organisation spécifique des macro- et micro-faciès sédimentaires indiquant une continuité du fonctionnement du système morphogénique. La présentation des données s'appuie sur la description des coupes les plus caractéristiques pour les périodes concernées.

Le Pléistocène supérieur (55 - 20 ka cal. BP)

La description des formations du Pléistocène supérieur repose sur le travail effectué dans le secteur d'Oumounaama, à l'amont de la confluence, en rive droite du Yamé (fig. 2). Il s'agit d'une zone caractérisée par une intense érosion qui s'exerce aux dépens de sédiments représentant l'accumulation de la fin du Pléistocène supérieur (Rasse *et al.*, 2004). C'est dans ce secteur que ces formations sont le mieux conservées alors qu'elles subsistent par ailleurs souvent à l'état de lambeaux résiduels ; une coupe de synthèse peut restituer l'architecture du remplissage sédimentaire (fig. 3). Les unités sédimentaires (U1 à U6) ont été subdivisées sur la base des discordances reconnues et de leurs caractéristiques sédimentaires. Les quarante et une datations OSL pour le secteur d'Oumounaama (Rasse *et al.* 2004 ; Huysecom *et*

Fig. 2 – Carte du secteur d'Oumounaama. 1 : sites archéologiques et coupes ; 2 : rebords de terrasses ou glacis (< 2m ; >2m) ; 3 et 4 : cours d'eau et chenal actif du Yamé ; 5 : glacis-terrasse holocène ; 6 : formations limoneuses holocènes ; 7 : glacis d'accumulation supérieur ; 8 : formations pléistocènes ; 9 : grès et corniches gréseuses.

Fig. 2 – Map of the Oumounaama area. 1: archaeological sites and sections; 2: terraces and glacis edges; 3 and 4: hydrographic network and Yame channel; 5: Holocene terrace-glacis; 6: Holocene silty formation; 7: main terrace-glacis; 8: Pleistocene formations; 9: sandstones and scarps in sandstones.



al., 2007) et dans les secteurs voisins pour lesquels la stratigraphie relative est cohérente et corrélable de proche en proche, ont confirmé le dispositif stratigraphique reconnu. Les analyses de terrain et de laboratoire permettent de préciser les faciès sédimentaires. Ceux-ci sont décrits en s'appuyant sur la coupe Oumounaama Cp. Ch. qui présente la stratigraphie la plus complète et la plus représentative du Pléistocène supérieur dans le secteur d'Oumounaama (fig. 4).

Dispositif chronostratigraphique des formations du stade isotopique 3 (55 à 30 ka cal. BP)

Les plus anciennes formations, U1 et U2, sont faiblement représentées dans le secteur d'Oumounaama. Elles ne se retrouvent que très localement, surtout à l'amont des ravins actuels. En effet, on observe un hiatus chronologique entre l'unité U2 et les dépôts postérieurs. Celui-ci correspond à une phase d'érosion qui se traduit par des ravinements reconnaissables sous les dépôts postérieurs, en différents endroits dans le secteur d'Oumounaama, mais aussi à Kokolo et à Dandoli. Au lieu-dit Oumounaama Atelier, cette

phase d'érosion tronque également un paléosol daté de 63 ± 7 ka cal. BP ; en tenant compte des âges postérieurs disponibles, on peut la situer à la fin du stade isotopique 4, entre 62 et 55 ka cal. BP. Toutes les autres datations s'inscrivent dans le stade isotopique 3 et cernent plus précisément l'intervalle 55-30 ka cal. BP. C'est durant cette période que se déposent les unités U3, U4, U5 et U6 qui témoignent d'un comblement progressif de la vallée. Il s'agit de formations essentiellement fines (U3, U4, U5 qui constituent la masse principale) dans lesquelles s'insèrent quelques unités plus grossières (U5Px, U6) pour lesquelles on reconnaît une disposition en chenaux successifs (fig. 3).

Les éléments chronologiques proviennent principalement de l'unité U5. Celle-ci débute par un chenal sablo-graveleux (U5Px) qui est bien cadré par une datation à faible marge d'erreur à 40 ± 3 ka cal. BP (MAL 05/3/1). La base de U5 est également bien calée sur la séquence d'Oumounaama Cp. Ch. (fig. 4) dans la mesure où le contact stratigraphique

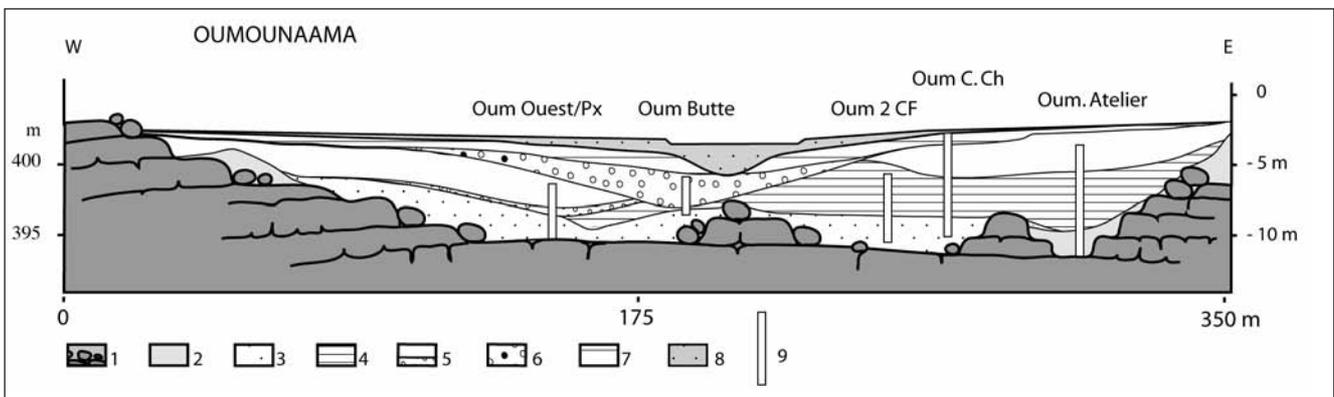


Fig. 3 – Coupe simplifiée d'Oumounaama. 1 : grès ; 2 : Unité 2 ; 3 : U3 ; 4 : U4 ; 5 : U5 ; 6 : U6 ; 7 : U7 ; 8 : formations holocènes ; 9 : coupes de référence chronostratigraphique. La localisation de la coupe est indiquée sur la fig. 2.

Fig. 3 – Simplified cross-section of Oumounaama. 1: sandstone; 2: Unit 2; 3: U3 unit; 4: U4; 5: U5; 6: U6; 7: U7; 8: Holocene deposits; 9: location of studied sections. The sections are located on fig. 2.

Fig. 4 – La coupe Chantal à Oumounaama (Cp. Ch). Photographie tirée de Rasse *et al.* (2004) montrant les formations pléistocènes du stade isotopique 3 à Oumounaama. On distingue nettement la succession des formations U3, U4 et U5 surmontées par les limons holocènes (L).

Fig. 4 – **Chantal section at Oumounaama (Cp. Ch).** Picture from Rasse *et al.* (2004) showing the Pleistocene from OIS 3 at Oumounaama. The succession of U3, U4 and U5 can be seen beneath the Holocene silty formation (L).



entre U4 et U5 suivi sur le terrain est placé entre 40 ± 6 ka cal. BP (MAL 04/15/3) et 39 ± 5 ka (MAL 04/15/5). Enfin, puisque plusieurs datations permettent de cerner l'intervalle 33-30 ka cal. BP pour la partie sommitale de cette formation, U5 s'est mise en place entre 40 et 30 ka cal. BP. Par conséquent, il est possible de déduire que l'ensemble U3-U4 s'est déposé entre 55 et 40 ka cal. BP, soit durant les douze ou quinze millénaires antérieurs. En revanche, la limite U3-U4 est la limite chronostratigraphique la plus difficile à préciser ; les échantillons très proches de la discordance relevée sur le terrain fournissent néanmoins quatre datations qui encadrent l'intervalle moyen 45-47 ka cal. BP : 46 ± 6 ka cal. BP (MAL 01/7/1), 47 ± 7 ka cal. BP (MAL 01/7/2), 45 ± 5 ka cal. BP (MAL 04/16/2) et 45 ± 6 ka cal. BP (MAL 00/5/X).

Faciès sédimentaires et dynamiques associées

Les sédiments des unités U3, U4 et U5 (fig. 3 et fig. 4) sont composés de silts dont la médiane se situe entre 12 et $50 \mu\text{m}$ et dans lesquels les passées grossières sableuses ou graveleuses sont extrêmement rares. La couleur dominante est l'ocre jaune, mais dans le détail, les couleurs traduisent l'évolution pédologique ultérieure, plus ou moins marquée par l'hydromorphie. L'unité U3 se reconnaît à sa compacité et à ses micro-fissures de dessiccation superficielle. Elle correspond à des silts fins homométriques déposés en masse. L'unité U4 est caractérisée par un litage bien marqué et très régulier sous la forme de bancs épais de quelques dizaines de centimètres (fig. 4). La formation U5 est constituée d'un matériel très limoneux en bancs épais débutant par un lit d'alluvions grossières sablo-graveleuses (U5 Px). Cette unité se distingue de l'ensemble sédimentaire sous-jacent par sa couleur dominante ocre jaune, même si certains horizons blanchâtres indiquent une évolution en contexte hydromorphe, et par ses modelés d'érosion superficiels, plutôt en coussinets ou en « croûtes de pain », bien différents des « draperies » et des figures d'érosion développées dans le matériel antérieur (de U2 à U4).

Ces formations caractérisent une vaste plaine d'inondation régulièrement parcourue par des écoulements turbides déposant leur charge limoneuse. Il s'agit de dépôts témoignant d'une dynamique hydrosédimentaire marquée par une forte alimentation en fines et un engorgement récurrent de la vallée du Yamé. Le matériel des passées plus grossières (U5

Px) montre que ponctuellement des écoulements plus actifs et mieux chenalisés ont parcouru ce vaste épandage alluvial. Ainsi, l'engorgement du système fluvial indique des conditions hydrosédimentaires peu favorables à une exportation des fines hors du plateau de Bandiagara. Cela s'explique vraisemblablement par l'indigence relative des écoulements concentrés susceptibles de remobiliser et d'évacuer les dépôts fins mais également par l'importance des apports éoliens contemporains sur le plateau, dont témoigne la granulométrie des formations silteuses. Leur remobilisation devait donc n'être que locale. Au cours du stade isotopique 3, les poussières éoliennes déposées dans le bassin versant du Yamé, étaient reprises lors des pluies et s'accumulaient dans les points bas du plateau gréseux, fossilisant ainsi les ravinements antérieurs.

Les incertitudes des dernières formations du Pléistocène supérieur (30-20 ka cal. BP ?)

La formation grossière U6, témoignant de la phase finale de remplissage fini-pléistocène, est conservée très localement, au sommet de quelques buttes résiduelles. Elle est caractérisée par sa granulométrie homométrique constituée de petits cailloutis et par sa couleur nettement plus rouge résultant de sa richesse en pisolithes remaniées des cuirassements ferrugineux. Elle traduit un transport par des écoulements plus actifs qu'au cours des périodes précédentes, capables d'exporter les sédiments fins silteux. L'unité U6 témoigne donc d'un épisode original caractérisé par une forte activité hydrologique – mais pas nécessairement d'une forte incision préalable – et d'un fonctionnement de type torrentiel qui s'est développé avant les dépôts de l'unité U7.

Cette dernière formation U7 n'est pas représentée dans le secteur d'Oumounaama, ayant été probablement érodée dès les premières incisions de l'Holocène ancien. En revanche, elle a été identifiée et décrite sur le site voisin de Dandoli (Rasse *et al.*, 2007). Elle correspond à des sables fins homométriques qui reposent en discordance au-dessus de dépôts

datés autour de 20 ka cal. BP. Leur disposition est régulière, caractéristique de la retombée de sables sur la pente sous le vent de dunes. Il s'agit donc indiscutablement d'une formation déposée et remaniée par les vents. La fragilité de cette formation située à la surface des grands épandages pléistocènes explique qu'elle ait été rapidement érodée dès le début de l'Holocène et qu'elle n'ait été conservée que très localement, piégée dans quelques ravinements issus de l'activité hydrologique liée à l'unité U6.

Le Pléistocène supérieur présente donc une séquence beaucoup plus complexe que les premières études ne le suggéraient. La comparaison avec les dépôts de l'Holocène montre que les conditions générales de la sédimentation étaient alors bien différentes.

L'Holocène

Les résultats des observations stratigraphiques et des analyses granulométriques sont présentés dans le cadre chronologique établi à partir des recherches archéologiques et stratigraphiques antérieures (Rasse *et al.*, 2006 ; Huysecom *et al.*, 2007). Ce cadre diffère un peu du classique découpage en Holocène inférieur, Holocène moyen et Holocène supérieur, mais les limites retenues tiennent compte au mieux des datations calibrées et de leurs marges d'erreur établies à deux écarts-types. Pour ne pas surcharger les figures, les âges obtenus sont représentés par leur maximum de probabilité après calibration. Les sédiments holocènes se disposent en séquences emboîtées longitudinalement et latéralement le long du cours actuel du Yamé. La continuité des coupes observables, la forte homogénéité des faciès par grandes séquences stratigraphiques et l'abondance des datations absolues ont permis d'établir un cadre chronostratigraphique solide, où seules deux inversions mineures ont été enregistrées sur les 84 datations obtenues, et de proposer une reconstitution des profils longitudinaux et transversaux du remplissage holocène.

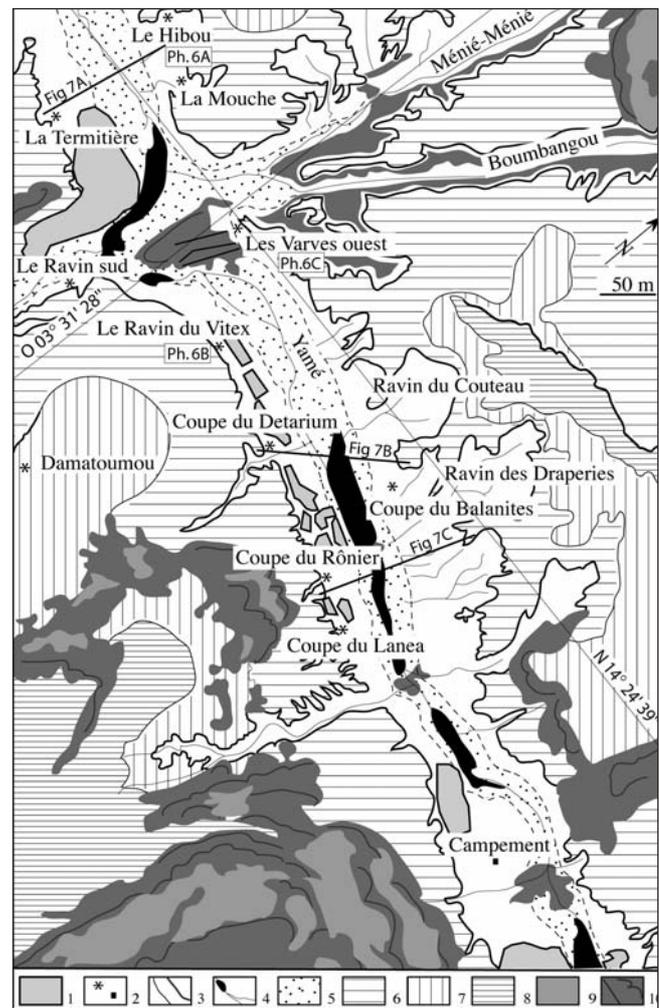
L'Holocène ancien (11,5 - 8,5 ka cal. BP)

Après une phase d'incision vigoureuse dans les formations pléistocènes, la sédimentation débute à l'Holocène ancien. La connaissance de cette période repose principale-

ment sur l'étude de la partie aval du tronçon étudié et en particulier sur les coupes qui jalonnent le passage entre le ravin de la Mouche et le ravin du Hibou (fig. 5, fig. 6A et fig. 7A). L'attribution chronologique est définie par treize datations obtenues sur des charbons de bois (Rasse *et al.*, 2006 ; Huysecom *et al.*, 2007). Même si la première unité (HA1) n'a pu être datée directement, les âges s'échelonnent entre 9785 ± 70 et 8080 ± 55 BP, ce qui permet de caler ces dépôts entre 11,5 et 8,8 ka cal. BP (fig. 6A). La sédimentation est dominée par des formations alluviales litées et détritiques, ocre-rouge ou grises, constituées de sables moyens à grossiers et de gravillons centimétriques présentant une stratification oblique et parfois entrecroisée (HA1, HA4) (fig. 6A et fig. 7A). Elles sont interrompues à deux reprises par une sédimentation plus fine (HA2-HA3, HA4) parfois caractérisée par l'alternance de lits sablo-graveleux (de 1 à 3 cm d'épaisseur) et de fines passées grises (environ 0,5 mm d'épaisseur) de sables fins et de silts comportant de nombreux restes foliaires et charbons de bois en position subhorizontale (HA3). Les formations détritiques grossières et leur dispositif sédimentaire indiquent un lit possédant une large bande active à bancs sablo-graveleux. Les granulométries obtenues dans les séquences sableuses des bancs latéraux et longitudinaux indiquent la fréquence d'écoulements de compétence supérieure à l'actuelle. La bande active était

Fig. 5 – Carte géomorphologique du tronçon amont d'Ounjougou (d'après Rasse *et al.*, 2006, modifié). 1 : jardins ; 2 : localisation des coupes, des sites archéologiques et du campement ; 3 : rebords de terrasses ou de glacis de moins de 2m/de plus de 2m ; 4 : écoulements et lacs permanents (en 1982) ; 5 : matériel sableux du fond de vallée ; 6 : glacis-terrasse holocène récent et terminal ; 7 : glacis-terrasse holocène ancien et moyen ; 8 : glacis d'accumulation supérieur ; 9 : secteurs érodés sans distinction chronologique possible ; 10 : grès, fractures et corniches en grès.

Fig. 5 – Geomorphologic map of the upstream reach of Ounjougou (after Rasse *et al.*, 2006, modified). 1: cultivated area; 2: archaeological sites and location of studied cross-sections; 3: terraces and glacis edges (<2m; >2m); 4: hydrographic network and permanent lakes (in 1982); 5: sands of present day alluvial accumulation; 6: Final and Late Holocene terrace-glacis; 7: Early and Middle Holocene terrace; 8: main terrace-glacis; 9: eroded sectors of the main glacis; 10: sandstones, fractures and scarpes in sandstones.



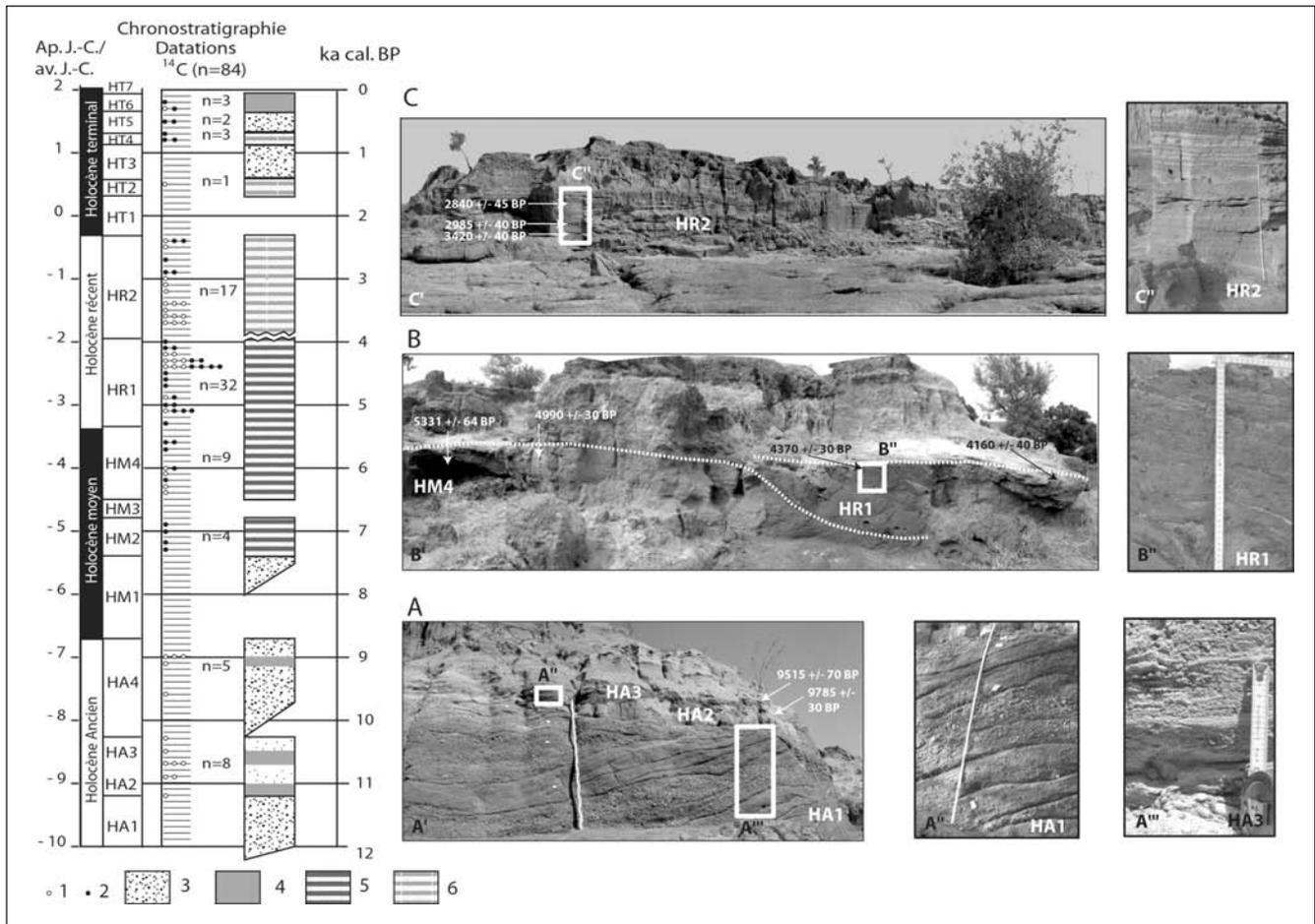


Fig. 6 – Synthèse chronostratigraphique holocène du tronçon amont d'Ounjougou. 1 : datations (maximum de probabilité après calibration effectuée selon Reimer et al. (2004) disposées par intervalle séculaire) ; 2 : datations acquises dans le cadre du programme CAPHASS-ECLIPSE II ; 3 : formations sablo-graveleuses ; 4 : formations sablo-limoneuses rythmées ; 5 : formations sableuses litées riches en matières organiques ; 6 : formations limono-sableuses rythmées riches en matière organique et en charbons. Les emplacements de prises de vue des photographies A, B et C sont indiqués sur la figure 5 ;

Fig. 6 – Synthetic Holocene chronostratigraphy of upstream reach of Ounjougou. 1: dates (highest probability after calibration according to Reimer et al. (2004) set in hundred years time scale); 2: dates obtained in the CAPHASS-ECLIPSE II research program; 3: gravels and sands deposits; 4: rhythmic silty sand deposits; 5: bedded sandy deposits rich in organic remains; 6: rhythmic sandy silt deposits rich in organic remains and charcoals. The pictures A, B, C are located on the fig. 5.

réduite, localement ou temporairement, permettant l'établissement de mares temporaires dans une plaine d'inondation (HA3). Ce lit tressé à compétence et à mobilité fortes s'impose pendant la majeure partie de l'Holocène ancien.

L'Holocène moyen et l'Holocène récent 1 (8,5 - 4 ka cal. BP)

Le contact entre les séquences sédimentaires de l'Holocène moyen et celles de l'Holocène ancien est clairement ravinant. Les datations obtenues à la base des séquences de l'Holocène moyen (HM2) confirment une interruption de la sédimentation entre 8,8 et 7,4 cal ka cal. BP (fig. 6 et fig. 7B). Ce hiatus sédimentaire est un des phénomènes majeurs de la chronostratigraphie holocène de la vallée du Yamé. L'absence de traces de sédimentation pendant plus d'un millénaire est exceptionnelle et doit être mise en relation avec la faiblesse des écoulements puisque des stocks

sédimentaires restaient mobilisables dans le bassin versant.

Les sédiments de l'Holocène moyen sont bien conservés dans les parties amont et aval de la section étudiée. Il s'agit de trois séquences distinctes (HM1, HM2, HM4) qui correspondent à trois chenaux successifs possédant des caractéristiques sédimentaires proches. Ceux-ci sont calés entre 7,4 et 4 ka cal. BP grâce à treize datations obtenues sur des charbons (fig. 6B et fig. 7B). Pendant cette période, le fond de vallée enregistre le dépôt de formations alluviales litées et détritiques, constituées de lits de sables moyens à grossiers comportant des gravillons centimétriques, qui sont régulièrement interrompues par des formations plus complexes de couleur grise à noire à forte teneur en matière organique carbonisée ou non. Ces dernières correspondent à des sédiments rythmés, plus ou moins bien conservés du fait des remaniements postérieurs d'origine biologique (action des termites) ou des ravinements internes. Néanmoins, on distingue fréquemment l'alternance de lits détritiques de sables

fins à moyens blancs à gris (1-5 cm) comportant de nombreuses particules charbonneuses de grande dimension (> 1 cm) et des lits de sables fins et limons (1-2 cm) comportant de très nombreuses particules charbonneuses et macro-restes végétaux (restes foliaires, graines). Au sommet de ces dernières, les liserés d'oxydation sont très rares alors que les fentes de dessiccation sont généralement absentes.

Ainsi au cours de cette période (7,4 - 4 ka cal. BP), la sédimentation témoigne d'un environnement bien différent des périodes précédentes. En effet, la disposition des sédiments, la nature et l'importance des macro-restes végétaux indiquent le remplissage de chenaux assez étroits au sein d'une plaine alluviale et de versants caractérisés par une forêt-galerie dense à affinités guinéennes (Rasse *et al.*, 2006 ; Eichhorn et Neumann, 2007 ; Le Drezen, 2008). Plus précisément, on observe l'alternance de dépôts au sein d'un chenal caractérisé par un écoulement de forte compétence et de formations de plus faible énergie déposées dans le chenal et dans les mares de la plaine d'inondation. Mais le fond de vallée n'a jamais connu de tarissement complet des écoulements ni de dessèchement notable.

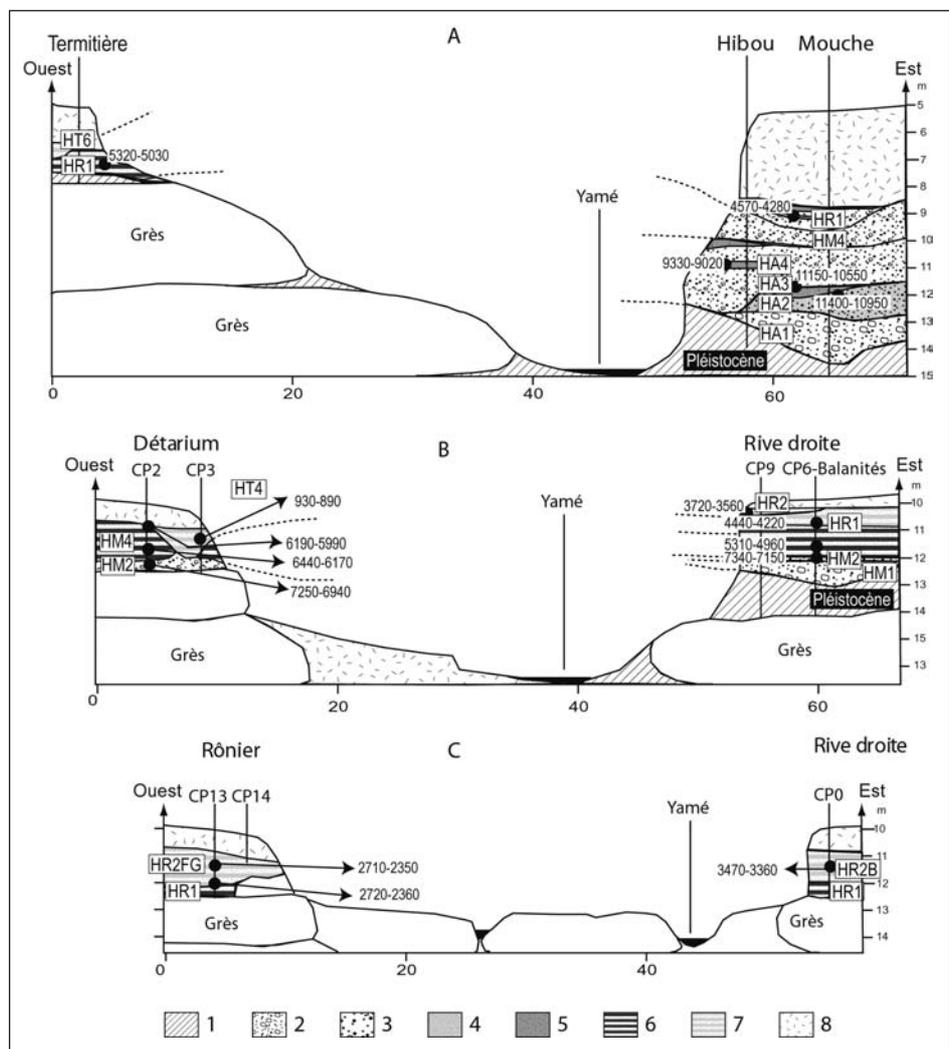
L'Holocène récent 2 et l'Holocène terminal (4 - 0,1 ka cal. BP)

Les sédiments de la seconde moitié de l'Holocène reposent en discordance sur les formations plus anciennes. Cela témoigne d'une phase d'érosion antérieure, mais sans hiatus sédimentaire prolongé (fig. 6). Les formations attribuables à l'Holocène récent 2 (4 - 2,4 ka cal. BP) sont particulièrement bien développées en rive droite et en rive gauche du Yamé, à l'amont de la confluence avec le Boumbangou et le Ménié-Ménié (fig. 6C et fig. 7C). L'attribution chronostratigraphique de ces séquences repose sur l'ob-

servation en continu de coupes de plusieurs centaines de mètres de long et sur quarante-neuf datations radiocarbone (fig. 6). Les faciès sédimentaires changent nettement et témoignent d'une nouvelle métamorphose de la vallée du Yamé. Se sont déposées des formations litées organisées en six séquences successives caractérisées par l'alternance de lits sablo-limoneux, épais de 1 à 2 cm, riches en charbons et macro-restes végétaux (restes foliaires, graines) et de lits limoneux à sables fins, épais de 0,5 à 1 cm, avec un classement vertical positif, comportant de nombreuses particules charbonneuses (fig. 6C et fig. 7C). À leur sommet, on observe un horizon d'oxydation et des fentes de dessiccation qui sont de plus en plus nettes dans les dépôts datés entre 4 et 2,4 ka cal. BP. La granulométrie des dépôts à haute énergie des chenaux diminue nettement alors que s'affirme une sédimentation issue de particules transportées en suspension dans des milieux de faible énergie ; ceci indique la prépondérance d'écoulements lents et peu morphogènes dans une plaine alluviale caractérisée par un environnement palustre et des mares résiduelles. Cette évolution est à l'origine de la conservation d'une sédimentation rythmée d'origine clairement saisonnière d'après la comparaison avec les séquences sédimentaires actuelles et les investigations micromorphologiques (Le Drezen *et al.*, 2006 ; Le Drezen,

Fig. 7 – Profils en travers des dépôts alluviaux holocènes. 1 : siltis pléistocènes sableux ; 2 : sables, graviers et galets ; 3 : sables grossiers ; 4 : sables moyens à fins ; 5 : sables moyens à fins riches en matière organique ; 6 : formations riches en charbons ; 7 : formations rythmées saisonnières ; 8 : formations subactuelles. (Localisation des coupes, voir fig. 5).

Fig. 7 – Cross-section of the Holocene alluvial deposits. 1: Pleistocene sandy silts; 2: sands, gravels and cobbles; 3: coarse sands; 4: medium to fine sands; 5: medium to fine sands rich in organic remains; 6: rhythmic deposits rich in charcoals; 7: rhythmic seasonal deposits; 8: subcontemporaneous deposits. (For location, see fig. 5).



2008). Seules des crues de période de retour séculaire engendrant des écoulements puissants et morphogènes entraînent des mutations dans la distribution des mares temporaires et sont responsables des changements de séquence sédimentaire.

La dernière période de l'Holocène débute par une phase sans sédimentation notable entre 2,4 et 1,7 ka cal. BP. Les formations de l'Holocène terminal, calées grâce à neuf datations radiocarbone, sont plus discontinues que celles des périodes précédentes (fig. 6). Elles possèdent des faciès qui se rapprochent de ceux observés lors de la période précédente mais qui alternent avec des formations alluviales litées à faciès détritiques. Pendant cette période, l'irrégularité de la sédimentation est la règle. Cela suggère un système fluvial à forte mobilité dont le fonctionnement se rapproche de la situation contemporaine avec des périodes d'accalmies assez longues et des successions d'événements morphogènes comme ceux des hivernages de 1936 et de 2007.

Dynamiques hydrosédimentaires du Yamé et variations paléoclimatiques en Afrique de l'Ouest

Les investigations chronostratigraphiques et les premières analyses sédimentologiques et micromorphologiques ont permis de proposer une reconstitution de l'évolution du système fluvial du Yamé au cours des cinquante derniers millénaires. Cette reconstitution doit maintenant être discutée et confrontée aux données disponibles pour la même période en Afrique afin de déterminer sa signification et de mesurer son originalité.

Le stade isotopique 3 (50-30 ka cal. BP)

La connaissance du Pléistocène, et notamment des formations du plateau dogon durant le stade isotopique 3, est loin d'être aussi aboutie que celle de l'Holocène. Force est de constater que le premier pro-

blème qui se pose, pour l'Afrique de l'Ouest, mais aussi plus généralement pour le continent africain dans son ensemble, est l'absence de sites de référence dûment datés par les méthodes modernes. En effet, il s'agit souvent de recherches anciennes qui ne bénéficiaient pas de calage absolu irréprochable et/ou de campagnes de datation systématique, ou d'études plus récentes portant sur des formations qui sont datées par quelques échantillons seulement. Certes, ces derniers résultats sont souvent confirmés par la confrontation des diverses méthodes utilisées comme les datations radiocarbone, OSL et Uranium/Thorium (Weisrock *et al.*, 2006b), mais très rares sont les séquences qui sont calées par plusieurs dizaines d'échantillons prélevés dans des stratigraphies cohérentes. Au contraire à Ounjougou les datations OSL calent avec une grande fiabilité les formations U3, U4 et U5 entre 55 et 30 ka cal. BP (fig. 8). Il faut en fait se reporter à certains enregistrements lacustres (Maley et Brennac, 1998; Felton *et al.*, 2007) ou plus sûrement aux analyses des carottes océaniques pour disposer d'éléments de comparaison et de compréhension (Zhao *et al.*, 2003; Lézine et Cazet, 2005; Jullien *et al.*, 2007).

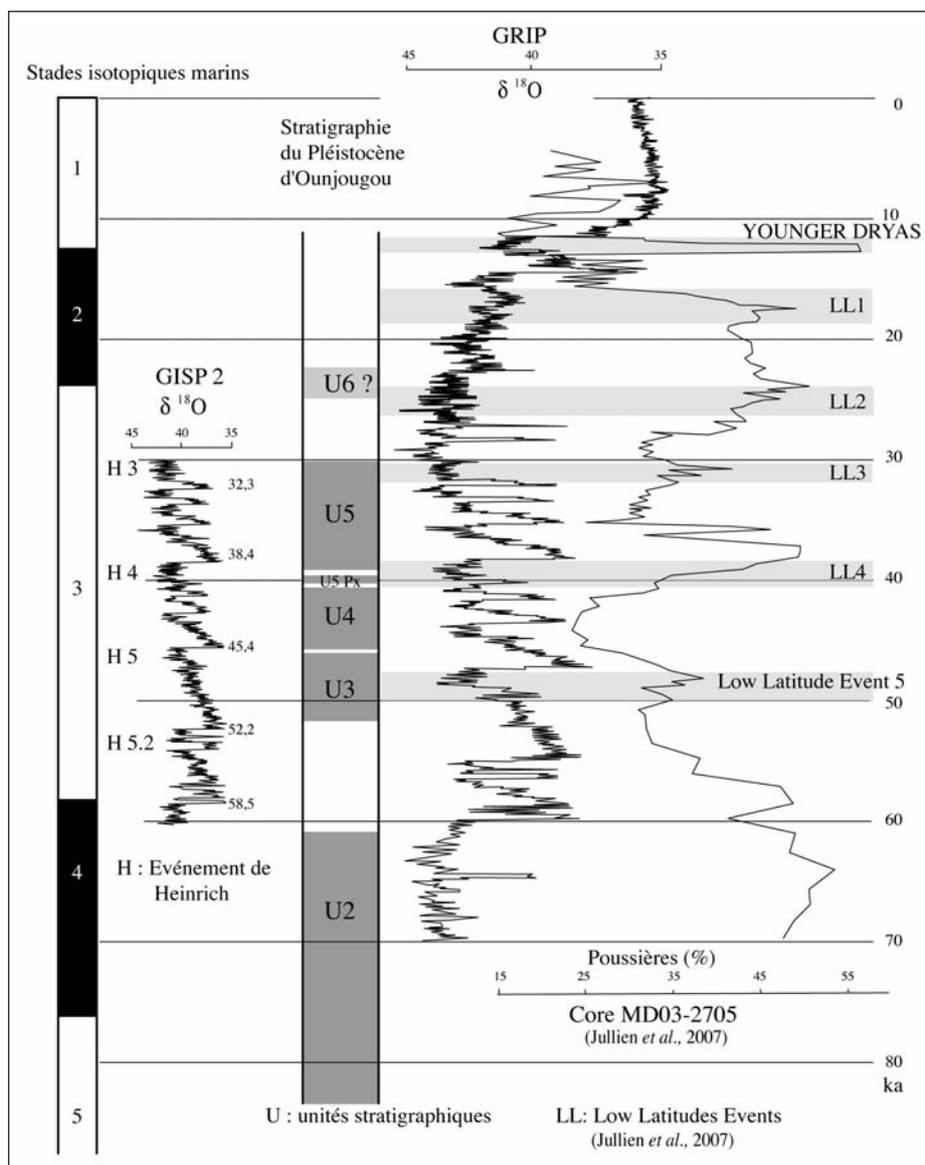


Fig. 8 – Chronostratigraphie synthétique du remplissage pléistocène d'Oumounaama et comparaison avec des données paléoclimatiques planétaires.

Fig. 8 – Synthetic chronostratigraphy of the Pleistocene filling at Oumounaama and comparison with global palaeoclimatic data.

Un système original

Les résultats obtenus pour le stade isotopique 3 permettent de comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire du Yamé et de proposer une première interprétation paléoclimatique. L'importante aggradation alluviale correspond au remaniement de dépôts éoliens par les eaux courantes. Elle témoigne de relais de processus efficaces dans le bassin versant le long des cours d'eau élémentaires (premiers ordres dans la classification de Horton), mais également de la faible efficacité des remaniements longitudinaux à plus grande distance par le cours d'eau principal, ce qui favorise le stockage des sédiments dans les zones basses intermédiaires. Des phases d'aggradation de matériaux fins sont également signalées en Afrique du Nord-Ouest durant ce stade isotopique et de nombreux auteurs ont mis en évidence le rôle des apports éoliens dans ces accumulations (Rognon et Coudé-Gaussen, 1987 ; Coudé-Gaussen, 1991). Cette expression remarquable des phénomènes éoliens est sans aucun doute à mettre en relation avec la faiblesse du couvert forestier, au moins pour les régions soudano-sahéliennes, ce que suggère le faible pourcentage de taxa forestiers enregistré pour l'ensemble du bassin versant du Niger (Lézine et Cazet, 2005).

Dans le Sud-Ouest marocain, A. Weisrock *et al.* (2006a et b) montrent que dans la période comprise entre 55 et 25 ka cal. BP (et surtout entre 50 et 30 ka cal. BP), les oueds Tamdroust et Noun accumulent des « masses considérables de dépôts de décantation ou *slack-water deposits* ». L'origine des particules reste à préciser. Toutefois, leur dépôt semble ne pouvoir se faire qu'en secteur distal, en partie à l'aval de dépressions intérieures dans lesquelles la charge grossière a pu se déposer, mais également à l'amont de gorges resserrées jouant le rôle d'entonnoir et bloquant les charges fluviales. Durant ces phases de dépôt, les limons ont considérablement modifié le système fluvial, « le métamorphosant, au moins temporairement, en un système différent (...) dans les portions de vallées concernées » (Weisrock *et al.*, 2006a). Cette similitude avec les aires de décantation du plateau dogon est particulièrement intéressante à souligner. Dans le domaine aride marocain, comme dans l'actuel domaine sahélien du Mali, les conditions de la sédimentation ont été fortement influencées par l'apport important de fines et par leur remaniement dans les aires locales de décantation. La ressemblance est manifeste dans le cas de la retenue des matériaux à l'amont des bancs gréseux les plus significatifs (et dans les secteurs où le profil longitudinal est favorable), mais aussi dans le cas du dépôt des importantes masses de limons fins dans le secteur d'Oumounaama, justement situé à un coude du Yamé et à sa confluence avec des artères secondaires.

À partir de ces observations et de ces quelques comparaisons, il est possible d'esquisser les grandes lignes des conditions paléoenvironnementales qui ont présidé au fonctionnement hydrosédimentaire à l'origine des unités U3 à U5, durant le stade isotopique 3. Tout indique une faiblesse des écoulements puisque les fines ne sont pas exportées hors du plateau gréseux. Donc, probablement, des précipitations

plus faibles, avec moins de crues susceptibles de faire fonctionner la « cascade sédimentaire » de l'amont du plateau de Bandiagara au delta intérieur du Niger, mais des écoulements tout de même susceptibles de donner naissance à des crues de plus faible ampleur lors des saisons des pluies. Ce type de fonctionnement doit être mis en relation avec un faible niveau des nappes dans les grès, limitant les connexions longitudinales, et avec des averses saisonnières, rares mais intenses, favorisant le remaniement de sédiments sur des distances relativement courtes. Des sédiments comparables ont été trouvés à l'occasion des recherches récentes conduites au pied de la « falaise » de Bandiagara, à l'extrémité orientale du plateau. On observe, en effet, une accumulation de sables fins homométriques qui passe vers l'aval à des sédiments plus riches en limons présentant des faciès semblables à l'unité U4. Les premières estimations chronologiques, qui restent encore à préciser, font état d'une accumulation durant la période 55-40 ka cal. BP avant le dépôt d'une formation très ressemblante au dépôt U6, par sa granulométrie grossière, sa couleur rouge et sa richesse en pisolithes ferrugineuses (Huysecom *et al.*, 2007). Ces premiers résultats montrent que pendant que des sables fins se déposent au pied de la « falaise », des silts éoliens se déposent sur le plateau. Ils font donc état d'une situation très analogue à celle d'Oumounaama durant le stade isotopique 3 et lui confèrent ainsi vraisemblablement une signification régionale. Néanmoins, ces périodes d'aggradation en phase fluvio-palustre remaniant du matériel d'origine éolienne doivent être étudiées de manière plus approfondie si l'on veut pouvoir caractériser ce mode de fonctionnement (Heine et Heine, 2002 ; Williams *et al.*, 2006).

Périodes de fonctionnement rapide et changements climatiques brutaux

Le stade isotopique 3 ne doit pas être considéré comme une période caractérisée par un fonctionnement parfaitement continu et régulier durant 25 000 ans. En effet, la sédimentation est entrecoupée, et se termine, par des formations plus grossières qui posent le problème de leur origine. Ainsi, le dispositif sédimentaire du chenal grossier U5 Px (à la transition U4/U5) indique un lit principal possédant une large bande active et des chenaux secondaires à bancs sablo-graveleux. Il témoigne d'une reprise des écoulements et d'un transport énergétique. L'unité U6, qui termine la séquence d'accumulation fluviale du Pléistocène, semble relever aussi d'une situation probablement identique. En effet, le caractère grossier des épandages témoigne d'une grande compétence des écoulements, ainsi que d'un remaniement des formations latéritiques résiduelles du plateau, lesquelles étaient déjà nécessairement lointaines puisqu'il ne reste aujourd'hui que très peu de cuirassements ferrugineux dans le bassin versant (fig. 1). Aussi faut-il voir dans la formation U6 une séquence indiquant un décapage brutal des formations superficielles.

Ces changements rapides observés au cours du Pléistocène supérieur à Oumounaama peuvent être mis en relation avec les données paléoclimatiques disponibles à l'échelle régionale. Il est en effet possible de souligner des corrélations

tions avec certains événements climatiques rapides reconnus en Afrique du Nord-Ouest et à l'échelle planétaire (fig. 8). En effet, les discordances U3/U4 et U4/U5, qui sont bien datées à Oumounaama, peuvent être mises en relation avec les événements Heinrich 5 et Heinrich 4 datés autour de 47-45 ka cal. BP et 40-38 ka cal. BP, respectivement (Jullien *et al.*, 2007). Un argument conforte cette hypothèse : c'est la corrélation effectuée récemment entre ces événements enregistrés dans l'Atlantique Nord et ceux, synchrones, observés aux basses latitudes et correspondant à une activation des flux de poussières sur l'Atlantique tropical oriental, celle-ci étant liée à une augmentation des vitesses et des rayons d'action des vents circulant au-dessus des espaces continentaux subtropicaux (Jullien *et al.*, 2007). Les trois grandes périodes d'accumulation sédimentaire correspondant aux unités U3, U4 et U5 pourraient donc bien correspondre aux trois phases enregistrées précisément sur les courbes isotopiques entre 52,2 et 45,4 ka cal. BP, 45,4 et 38,4 ka cal. BP, et entre 38,5 et 29 ka cal. BP, tandis que les discordances reconnues entre ces formations seraient attribuables aux changements climatiques rapides reconnus à l'échelle planétaire et en Afrique du Nord-Ouest (Jullien *et al.*, 2007).

Pour la formation U6, il est seulement possible d'émettre des hypothèses. Cette unité a été mise en place par des ruissellements puis des écoulements concentrés très actifs, mais l'abondance exceptionnelle des pisolithes ferrugineuses pose le problème de leur origine. Les données disponibles aujourd'hui ne permettent pas de trancher entre le rôle d'une phase d'altération assez poussée sous des conditions plus chaudes et plus humides, ou plus simplement d'une forte activité hydrologique incisant et érodant les lambeaux de cuirasses latéritiques présents à l'époque sur le plateau. Néanmoins, l'abondance hydrologique nécessaire dans tous les cas de figure à la mise en place de cette formation incline à l'associer aux périodes humides largement reconnues en Afrique tropicale et équatoriale vers 28-26 ka BP (Lézine et Cazet, 2005) voire à celle de 22 ka BP durant laquelle le Tchad connaît un haut niveau (Morin, 2000). C'est en fait toute la transition 30-10 ka cal. BP qui pose problème.

Les interrogations sur la transition de 30 à 10 ka cal. BP

Les interrogations qui demeurent sur la transition entre le Pléistocène et l'Holocène proviennent du manque de dépôts corrélatifs précisément datés. En effet, d'une part, les sédiments U7 n'ont pas encore fait l'objet de datations directes et, d'autre part, aucune unité sédimentaire du bassin versant du Yamé n'a pu jusqu'à présent être attribuée à l'intervalle 22-11,5 ka cal. BP. Néanmoins, il est certain que le changement climatique qui caractérise la transition entre le Pléniglaciaire et l'Holocène a constitué localement une période de bouleversement majeur puisque le niveau de base de la vallée du Yamé, passant du glacis supérieur (Rasse *et al.*, 2004) à la base du ravin de la Mouche, s'encaisse d'une dizaine de mètres. Les éléments alimentant la réflexion relèvent d'arguments d'ordre géométrique et sédimentaire.

L'unité U7 n'est pas datée directement, mais nous savons qu'elle est postérieure à 20 ka cal. BP. Elle témoigne d'une période très sèche favorable à l'activité éolienne et au développement des accumulations dunaires. Dans l'ensemble de l'Afrique sub-tropicale, la période qui semble la plus favorable à ce type de dynamique est le Pléniglaciaire supérieur entre 20 et 15 ka cal. BP (Faure *et al.*, 1986 ; Gasse, 2000). Elle correspond autour du lac Tchad à une très intense activité éolienne synchrone d'une extension du Sahara de plus de 700 km vers le sud (Maley, 2004) alors que le delta intérieur du Niger connaît également une intense activité éolienne (Makaske, 1998). L'incision verticale qui suit ces ultimes dépôts éoliens pléistocènes est de l'ordre de 10 m. Elle témoigne de cours d'eau possédant des débits importants et une faible charge sédimentaire leur permettant d'inciser profondément le matériel pléistocène. Cette nouvelle abondance hydrologique, sans commune mesure avec les écoulements évoqués au Pléistocène supérieur, y compris pendant les courtes périodes favorables aux dynamiques fluviales, doit être mise en relation avec les premières phases de réactivation de la mousson qui interviennent partout en Afrique soudano-sahélienne à partir de 15-14,5 ka cal BP (Gasse, 2000 ; Lézine *et al.*, 2005). Elle correspond au début de l'optimum humide africain qui est la réponse régionale et non linéaire à l'augmentation globale de l'insolation liée aux modifications des paramètres astronomiques (deMenocal *et al.*, 2000). Cette période, qui constitue l'équivalent tropical de la période Bölling des hautes et moyennes latitudes, correspond à la remontée vers le nord de la zone de convergence intertropicale qui permet au front de mousson estival de progresser de plusieurs degrés. Cette évolution entraîne une réactivation des écoulements dans l'ensemble du bassin versant du Niger comme l'attestent les analyses des carottages prélevés à l'embouchure du fleuve (Lézine *et al.*, 2005). En revanche, il ne semble pas que le changement rapide au Dryas récent (13,4-12,1 ka cal. BP), pourtant tout aussi clairement enregistré aux basses latitudes (Lézine et Cazet, 2005 ; Jullien *et al.*, 2007) et dans la plupart des lacs africains (Gasse, 2000 ; Garcin *et al.*, 2007), n'ait imprimé durablement sa marque dans la vallée du Yamé. Ainsi, après la fin du Pléistocène marquée par les conditions les plus fraîches et les plus arides, le passage du Pléistocène à l'Holocène fut caractérisé par une augmentation des précipitations (Gasse, 2000) et une affirmation des dynamiques hydrosédimentaires, qui ont eu pour résultat l'encaissement du réseau hydrographique et l'érosion des formations corrélatives. Malheureusement, les sédiments disponibles dans la vallée du Yamé ne permettent pas d'étudier avec plus de précision les impacts de ces changements climatiques complexes et de grande ampleur sur le système fluvial.

Le rôle des oscillations et des changements climatiques rapides au cours de l'Holocène

L'instabilité du système fluvial du Yamé au cours de l'Holocène ancien et moyen, avant que les répercussions de l'anthropisation ne se fassent clairement ressentir (Le Dre-

zen, 2008), pose la question du rôle des oscillations hydroclimatiques qui caractérisent l'Afrique de l'Ouest (Gasse, 2000) dans la dynamique des systèmes hydrosédimentaires entre 12 et 4 ka cal. BP. En Afrique occidentale soudano-sahélienne, le climat possède une distribution zonale principalement rythmée par le déplacement de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) en réponse aux changements saisonniers du maximum d'insolation. C'est donc en regard des fluctuations de cette dynamique zonale que doivent être discutées les mutations hydro-sédimentaires enregistrées par la vallée du Yamé au cours de l'Holocène (fig. 9).

L'Holocène ancien (12 - 8,5 ka cal. BP)

Les formations détritiques grossières et leur dispositif sédimentaire indiquent un lit large à bancs sablo-graveleux et à forte compétence. Ce lit tressé s'impose pendant la majeure partie de l'Holocène ancien et fait suite à la phase de faible activité fluviale de la fin du Pléistocène. Cette succession montre le passage à une période d'abondance hydrologique qui a favorisé l'augmentation des débits liquides alors que les écoulements contenaient une charge solide élevée. En tenant compte des calages chronologiques disponibles (*ante* 11,3 ka cal. BP), cette séquence peut être interprétée comme la traduction de l'instauration des conditions climatiques humides du début de l'Holocène dans le Nord-Ouest de l'Afrique après le Dryas récent (deMenocal *et al.*, 2000 ; Lézine *et al.*, 2005) qui se signalent en particulier par de hauts niveaux lacustres (Gasse, 2000). Cette évolution est expliquée par une réactivation rapide de la mousson qui atteindrait 14°N après 11,5 ka cal. BP, soit la latitude d'Ounjougou (Garcin *et al.*, 2007).

Au cours de cette période, les sédiments rythmés qui caractérisent certaines phases des séquences HA2-3 et HA4 témoignent d'un ralentissement local et/ou temporaire de la morphodynamique alluviale. La vallée du Yamé est alors parcourue par un chenal divagant de faible compétence au sein d'une plaine d'inondation assez large

et caractérisée par un rythme saisonnier de sédimentation. Cette sédimentation pourrait correspondre à la période plus sèche enregistrée à l'embouchure du Niger entre 10,8 et 10,4 ka cal. BP (Lézine *et al.*, 2005). Par ailleurs, pour la première fois, l'abondance et la nature des restes organiques, dans les sédiments, confirment l'importance de la ripisylve dans le fond de la vallée et sur ses versants (Rasse *et al.*, 2006 ; Eichhorn et Neumann, 2007). Cela traduit le passage vers un système fluvial progressivement plus apaisé en relation avec la reconquête végétale dans le bassin versant et le fond de vallée, limitant les apports sédimentaires au talweg. Cette évolution caractérise l'ensemble de la zone sahélienne qui connaît un développement rapide des espèces arborées à affinités guinéennes et soudaniennes au sein de savanes ouvertes héritées des périodes précédentes (Lézine, 1989 ; Salzmann *et al.*, 2002). Il faut remarquer qu'une évolution assez identique a pu être observée au sud du Maghreb où, dès le début de l'Holocène, se met en place une terrasse alluvia-

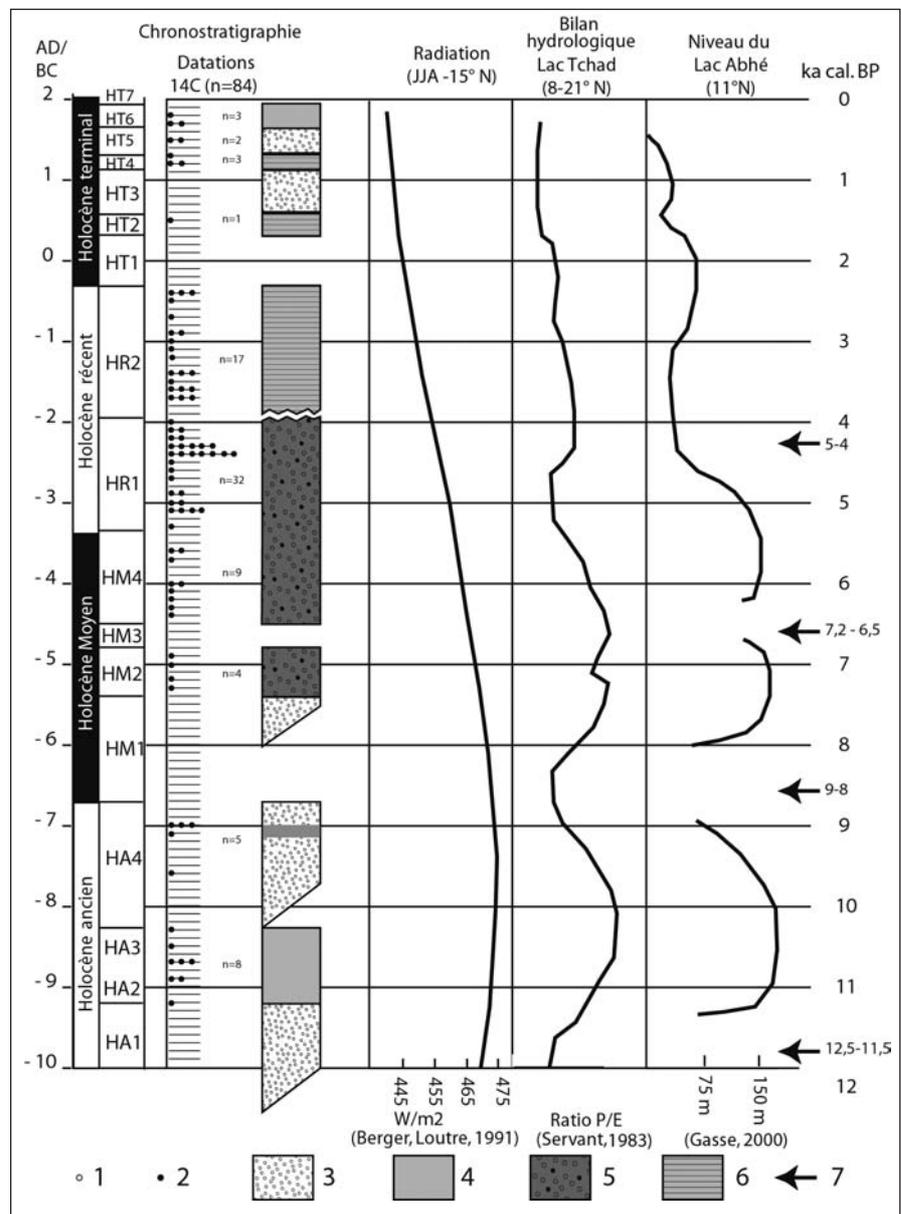


Fig. 9 – Chronostratigraphie synthétique du remplissage holocène à Ounjougou et comparaison avec des données paléoclimatiques d'Afrique tropicale septentrionale (légende : cf. fig. 6).

Fig. 9 – Synthetic chronostratigraphy of the Holocene alluvial filling at Ounjougou and comparison with palaeoclimatic data from northern tropical Africa (cf. fig. 6).

le composée d'abord d'un matériel détritique grossier attestant également une nouvelle aggradation alluviale (Ballais, 1995 ; Wengler, 1990 ; Weisrock *et al.*, 2006a).

L'Holocène moyen et l'Holocène récent 1 (8,5 - 4 ka cal. BP)

Le hiatus sédimentaire observé pendant plus d'un millénaire entre 8,8 et 7,4 ka cal. BP est ensuite l'un des phénomènes majeurs de la chronostratigraphie holocène de la vallée du Yamé. Il indique le faible niveau des aquifères du grès et la faiblesse des écoulements puisque des stocks sédimentaires restaient mobilisables dans le bassin versant. Ces observations, qui témoignent d'une modification importante du bilan hydrologique, sont à rapprocher de la baisse rapide et généralisée du niveau de nombreux lacs africains soumis au climat de mousson (Gasse, 2000). Il s'agit d'une période de sécheresse, enregistrée de manière plus ou moins synchrone dans la plupart des lacs africains entre 9 et 8 ka cal. BP environ. Cet événement est également associé à un affaiblissement marqué de la mousson indienne et au changement climatique rapide froid enregistré vers 8,2 ka cal. BP dans l'hémisphère nord (Mayewski *et al.*, 2004). Ces modifications se sont fait sentir jusqu'au bord du golfe de Guinée où elles conditionnent les températures marines de surface (Weldeab *et al.*, 2005) et les bilans lacustres (Shanahan *et al.*, 2006). Le hiatus sédimentaire reconnu dans la vallée du Yamé conforte l'hypothèse d'une réponse des hydrosystèmes continentaux à ce changement climatique rapide même si la compréhension des liens entre cet événement et les observations effectuées en Afrique continentale doit être encore approfondie (Shanahan *et al.*, 2006).

Au cours de la phase suivante (7,4 - 4 ka cal. BP), les sédiments témoignent de chenaux assez étroits au sein d'une plaine alluviale et de versants caractérisés par une forêt-galerie dense à affinités guinéennes (Eichhorn et Neumann, 2007 ; Le Drezen, 2008). Le système fluvial indique une abondance hydrologique qui doit être mise en relation avec la période humide enregistrée dans l'ensemble de l'Afrique tropicale occidentale jusque vers 5 ka cal. BP (Servant, 1983 ; deMenocal *et al.*, 2000 ; Gasse, 2000 ; Lézine *et al.*, 2005). Il en résulte, dans la plupart des régions soudano-sahéliennes d'Afrique de l'Ouest, un développement de zones humides caractérisées par des végétations hygrophiles à affinités guinéennes au sein d'une savane dense et arborée (Ballouche et Neumann, 1995 ; Salzman *et al.*, 2002). Cette abondance hydrologique correspond plus généralement à un optimum humide en Afrique tropicale occidentale caractérisé par l'affirmation d'un « Sahara vert » et l'augmentation importante des niveaux lacustres comme celui du lac Tchad (Servant, 1983 ; Gasse, 2000). Cette croissance généralisée des précipitations en Afrique s'explique par l'extension spatiale de la mousson et l'augmentation de sa durée. Celle-ci atteint alors des latitudes sahariennes (Garcin *et al.*, 2007). Il faut remarquer que cette abondance hydrologique se retrouve également au sud du Maghreb, où les cours d'eau construisent au cours de l'Holocène moyen une terrasse alluviale

constituée de dépôts fins s'expliquant par des précipitations abondantes, peut-être plus régulièrement réparties, qui caractérisent l'optimum climatique humide (Wengler, 1990 ; Weisrock *et al.*, 2006a).

Dans la vallée du Yamé, cet équilibre semble avoir été mis à mal pendant une courte période caractérisée par un nouveau hiatus sédimentaire (6,7 - 6,5 ka cal. BP). Celui-ci pourrait être l'expression d'un tarissement temporaire des écoulements correspondant à un déficit hydrologique prolongé qu'atteste la baisse du niveau de très nombreux lacs africains entre 7,2 - 6,5 ka cal. BP (Gasse, 2000 ; Shanahan *et al.*, 2006).

Le passage vers l'Holocène récent 2 (4 - 2,4 ka cal. BP)

Au cours de la deuxième partie de l'Holocène récent, la vallée du Yamé connaît une nouvelle métamorphose. La sédimentation rythmée atteste d'une augmentation de la durée et/ou de l'intensité de la saison sèche. Celle-ci peut-être mise en relation avec l'ensemble des enregistrements disponibles en Afrique sahélienne et soudanienne qui témoignent d'une augmentation de la sécheresse entre 5 et 3 ka cal. BP. (deMenocal *et al.*, 2000 ; Lézine *et al.*, 2005 ; Gasse, 2000), laquelle va progressivement entraîner le déplacement des grandes zones de végétation vers leurs limites actuelles. Localement, cet assèchement entraîne une augmentation de l'activité éolienne dans le delta intérieur du Niger et sur ses marges (Makasse, 1998). Par ailleurs, on peut noter qu'une évolution symétrique est observée au sud du Maghreb. En effet, sur de nombreux cours d'eau, on enregistre à partir de 5 - 4 ka cal. BP une augmentation de la torrencialité et des crises alluviales associées à une aridification du climat (Faust *et al.*, 2004 ; Weisrock *et al.*, 2006a).

Le calendrier précis de cette mutation reste difficile à établir. Si certains auteurs parlent d'un changement climatique rapide autour de 4 ka cal. BP (Marchant et Hooghiemstra, 2004), il semble que le calendrier soit bien plus complexe et que ce changement ne se produise pas partout en même temps, ni de façon brutale. En effet, il interviendrait plus tôt, vers 5,5 ka cal. BP, au large du Sahara (de Menocal *et al.*, 2000), plus tard, entre 5 et 4 ka cal. BP, vers l'est, sur le continent en domaine sahélien (Servant, 1983 ; Gasse, 2000) et encore plus tard vers le sud, en domaine soudanien et guinéen, entre 4 et 3 ka cal. BP (Ballouche et Neumann, 1995 ; Salzman *et al.*, 2002 ; Shanahan *et al.*, 2006). Les causes diffèrent selon les auteurs. Pour certains, le rôle du forçage solaire est primordial et la baisse de l'insolation estivale serait à l'origine du changement, même si la réponse du système bioclimatique ne serait pas linéaire, permettant d'expliquer l'hétérogénéité spatiale des réponses (deMenocal *et al.*, 2000). Pour d'autres, en revanche, la clé se situe dans les changements de la circulation atmosphérique et marine dans la zone tropicale induits par les événements ENSO (Marchant et Hooghiemstra, 2004). En fait, il semble bien que les données aujourd'hui disponibles, en mer comme sur terre, ne permettent pas de comprendre avec précision la migration durable vers le sud de la ZCIT

restreignant la durée et l'intensité de la mousson. Les données de la vallée du Yamé affirment en tout cas le rôle de l'accentuation de la durée de la saison sèche dans ce changement climatique majeur (Le Drezen, 2008).

Parallèlement, les études paléobiologiques et micromorphologiques témoignent de paysages de savanes à affinités soudano-sahéliennes, annuellement parcourus par les feux avec une forêt-galerie persistante (Le Drezen *et al.*, 2006 ; Le Drezen, 2008). La régularité et l'importance des incendies dans le bassin versant et jusqu'aux rives du Yamé suggèrent leur origine anthropique et leur intégration au sein d'un agrosystème émergent également attesté par l'archéologie (Huysecom *et al.*, 2004 ; Ozainne *et al.*, sous presse). À la même époque, d'autres sites d'Afrique de l'Ouest connaissent un développement de l'agriculture (Huysecom *et al.*, 2004). Dès lors, dans la vallée du Yamé, mais plus généralement en Afrique de l'Ouest (Le Drezen, 2008) et aussi dans le Sud du Maghreb (Ballais, 1995 ; Weisrock *et al.*, 2006), la discussion du rôle des oscillations climatiques dans la dynamique hydrosédimentaire devient plus complexe et doit être articulée avec les forçages d'origine anthropique (Ballouche et Rasse, 2007).

Conclusion

Les études conduites jusqu'à présent dans la vallée de la Yamé décrivent les métamorphoses d'un système fluvial. Le stade isotopique 3 est ainsi caractérisé par une forte alimentation en particules éoliennes et une rivière qui ne remanie que localement les sédiments fins. Au cours du Pléniglaciaire, l'atonie des processus fluviaux favorise même la construction de petits édifices dunaires dont il reste quelques témoignages. Le passage vers l'optimum humide africain change profondément la situation, rendant marginal le rôle de l'alimentation éolienne, alors que le développement de l'érosion hydrique et des incisions atteste l'efficacité retrouvée des cours d'eau dans le transfert longitudinal des sédiments. Cependant, au cœur de l'optimum, le développement de la végétation soudanienne et l'abondance hydrologique, qui se traduisent dans le fond de vallée par une ripisylve et des mares permanentes, favorisent une nouvelle phase de stockage sédimentaire, d'abord détritique puis de plus en plus organique. Cette situation change quand l'aridification s'affirme, ici vers 5 - 4 ka cal. BP ; la faiblesse du couvert végétal, également associée à la pratique régulière du feu pour entretenir les agrosystèmes de savanes, favorise à nouveau l'érosion des sols et les transferts sédimentaires vers l'aval. Ainsi les reliefs de processus, éolien-fluvial au cours du Pléistocène par exemple, et l'efficacité des connectivités longitudinales, l'érosion des sols et les transferts longitudinaux à partir de l'Holocène récent 2 par exemple, jouent un rôle crucial dans le fonctionnement du système fluvial.

À ce jour, les enregistrements sédimentaires de la vallée du Yamé sont uniques à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Ils offrent, en effet, une nouvelle séquence pour analyser les conséquences des changements climatiques de différentes

ampleurs et de différentes durées qui se sont succédé au cours des cinquante derniers millénaires sur les environnements continentaux. Par comparaison avec les enregistrements lacustres, ils sont susceptibles de fournir de nouvelles informations. En effet, le système fluvial est un puissant intégrateur spatial et permet d'accéder à des informations de valeur locale, mais également valides à l'échelle du bassin versant. De plus, les archives sédimentaires conservées, et en particulier les sédiments rythmés qui se développent au cours des cinq derniers millénaires, permettent d'envisager une lecture saisonnière du climat et en particulier la durée et l'intensité de la saison sèche, difficile à obtenir par d'autres indicateurs (Le Drezen *et al.*, 2006 ; Le Drezen et Lespez, 2007 ; Le Drezen, 2008).

Remerciements

Les recherches paléoenvironnementales sur l'Holocène se sont inscrites dans le programme CAPHASS dépendant de l'appel d'offre ECLIPSE II de l'INSU-CNRS. Trente datations radiocarbone AMS ont pu ainsi être obtenues dans le cadre du programme Artemis. L'étude du Pléistocène a été financée par une allocation de recherche du Ministère des Affaires Étrangères accordée à S. Soriano (CNRS-UMR 7041 ArScAn) et par une bourse post-doctorale Marie-Curie de la Commission Européenne accordée à Ch. Tribolo. L'ensemble de la recherche sur la vallée du Yamé et les sites d'Ounjougou s'inscrit dans le programme de recherche pluridisciplinaire international « Peuplement humain et évolution paléoclimatique en Afrique de l'Ouest » qui bénéficie du soutien financier du Fonds national de la recherche scientifique suisse, de la Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, de la Fondation Sig-mabeth, de la Faculté des Sciences de l'Université de Genève, du Ministère français des Affaires étrangères et de l'Académie Suisse des Sciences Techniques (PAI franco-suisse « Germaine de Staël »), de la Fondation Fyssen et de la Deutsche Forschungs-Gemeinschaft. Nos remerciements s'adressent à A. Weisrock, P. Houben, M. Thorp et aux relecteurs de la revue pour leurs suggestions et leurs contributions à l'amélioration de cet article.

Références

- Ballais J.-L. (1995)** – Alluvial Holocene terraces in eastern Maghreb: climate and anthropogenic controls. In Lewin J., Macklin M.G., Woodward J.C. (Eds), *Mediterranean Quaternary river environment*, Balkema, Rotterdam, 183-193.
- Ballouche A., Neumann K. (1995)** – A new contribution to the Holocene vegetation history of the West African: pollen from Oursi, Burkina Faso and charcoal from three sites in northeast Nigeria. *Vegetation History and Archaeobotany* 4, 31-39.
- Ballouche A., Rasse M. (2007)** – L'Homme : artisan des paysages de savane. *Pour La Science*, 358, 56-60.
- Beudet G., Coque R., Michel P. et Rognon P. (1981)** – Reliefs cuirassés et évolution géomorphologique des régions orientales du Mali. 1 : La région du Tilemsi et la vallée du Niger de Taoussa à Gao ; 2 : Le Gourma et le plateau de Bandiagara, son

- contact avec le Macina. *Zeitschrift für Geomorphologie*. N.F., Suppl. Bd. 38, 38-62 et 63-85.
- Berger A., Loutre M.-F. (1991)** – Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297-317.
- Coudé-Gaussen G. (1991)** – *Les poussières sahariennes, cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques*. J. Libbey Eurotext, Paris, 485 p.
- Daveau S. (1959)** – Recherches morphologiques sur la région de Bandiagara, *Mémoire I.F.A.N.* 56, 120 p.
- DeMenocal P., Ortiz J., Guiderson T., Adkins J., Sarnthein M., Baker L., Yarunsky M. (2000)** – Abrupt onset and termination of the African humid period: rapide climate response to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19, 347-361.
- Eichhorn B., Neumann K. (2007)** – Holocene vegetation change and land use at Ounjougou, Mali. In: Fuller D. Q., Murray M.A.(Eds), *Flora, past cultures and archaeobotany in Africa*. Left coast Press, Walnut Creek, USA, 23 p.
- Faure H., Faure L., Diops E.S. (Ed) (1986)**. – *Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire, passé-présent-futur*. ORSTOM, Travaux et documents 197, Paris, 515 p.
- Faust D., Zielhofer C., Escudero R.B., Diaz del Olmo F. (2004)** – High resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: climatic or human impact? *Quaternary Science Reviews* 23, 1757-1775.
- Felton A., Russellb J.M., Cohena A.S., Bakera M.E., Chesleya J.T., Lezzara K.E., McGluea M.M., Pigatic J.S., Quadea J., Stagerd J.C., Tiercelin J.-J. (2007)** – Paleolimnological evidence for the onset and termination of glacial aridity from Lake Tanganyika, Tropical East Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, (3-4) 405-423.
- Garcin Y., Vincens A., Williamson D., Buchet G., Guiot J. (2007)** – Abrupt resumption of the African Monsoon at the Younger Dryas-Holocene climatic transition. *Quaternary Science Reviews* 26, 690-704.
- Gasse F. (2000)** – Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews* 19, 189-211.
- Gasse F. (2005)** – Continental palaeohydrology and palaeoclimate during the Holocene. *C. R. Geoscience* 337, 79-86.
- Heine K., Heine J.T. (2002)** – A paleohydrologic reinterpretation of the Homeb Silts, Kuiseb River, central Namib Desert (Namibia) and paleoclimatic implications. *Catena* 48, 107-130.
- Huysecom E. (2002)** – Palaeoenvironment and human population in West Africa: an international research project in Mali. *Antiquity* 76, 335-336.
- Huysecom E., Ballouche A., Ozainne S., Raeli F., Rasse M., Stokes S. (2004)** – Ounjougou (Mali): History of Holocene Settlement. *Antiquity* 78, 579-593.
- Huysecom E., Ballouche A., Gallay A., Guindo N., Keita D., Kouti S., Le Drezen Y., Mayor A., Neumann K., Ozainne S., Perret S., Rasse M., Robion-Brunner C., Schaer K., Serneels V., Soriano S., Stokes S., Tribolo C. (2005)** – La septième campagne de terrain à Ounjougou (Mali) et ses apports au programme interdisciplinaire Paléoenvironnement et peuplement humain en Afrique de l'Ouest. In : *Jahresbericht SLSA 2004*. Zürich et Vaduz, Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, 57-142.
- Huysecom E., Ozainne S., Schaer K., Ballouche A., Blench R., Douyon D., Guindo N., Keita D., Le Drezen Y., Neumann K., Perret S., Rasse M., Robion-Brunner C., Serneels V., Soriano S., Tribolo C. (2006)** – Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest : résultats de la huitième année de recherches. In : *Jahresbericht SLSA 2005*. Zürich et Vaduz: Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, 79-160.
- Huysecom E., Ozainne S., Robion-Brunner C., Mayor A., Ballouche A., Coulibaly N., Guindo N., Kéita D., Le Drezen Y., Lespez L., Neumann K., Eichhorn B., Rasse M., Schaer K., Sellegger C., Serneels V., Soriano S., Terrier A. et Tribolo C. (2007)** – Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique de l'Ouest : résultats de la neuvième année de recherches. In : *Jahresbericht SLSA 2006*. Zürich et Vaduz: Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger, 41-122.
- Jullien E., Grousset F., Malaizé B., Duprat J., Sanchez-Goni M.F., Eynaud F., Charlier K., Schneider R., Bory A., Bout V., Flores J.A. (2007)** – Low-latitude « dusty events » vs. High-latitude « icy Heinrich events ». *Quaternary Research* 68, 3, 379-386.
- Le Drezen Y. (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, université de Caen-Basse Normandie, 376 p. –
- Le Drezen Y., Rasse M., Ballouche A., Lespez L., Huysecom E. (2006)** – Dynamique d'interface Nature-Société dans un anthroposystème soudano-sahélien à l'Holocène récent (Ounjougou, Pays Dogon, Mali). Actes du colloque International *Interactions Nature-Société, Analyses et modèles*, 3-6 mai 2006, La Baule, 6 p.
- Le Drezen Y., Lespez L. (2007)** – Analyse à haute résolution des variations climatiques saisonnières dans un hydrosystème continental en Afrique de l'Ouest durant l'Holocène. Livre des résumés du *11^e Congrès français de sédimentologie*, Caen, 23-25 octobre 2007, ASF, E25.
- Lézine A.-M. (1989)** – Late Quaternary vegetation and climate of the Sahel. *Quaternary Research* 2, 317-334.
- Lézine A.-M., 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 40000 yr ago. *Quaternary Research* 64, 225-237.
- Lézine A.-M., Duplessy J.-C., Cazet J.-P. (2005)** – West African monsoon variability during the last deglaciation and the Holocene: evidence from fresh water algae, pollen and isotope data from core KW31, Gulf of Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219, 225-237.
- Makaske B. (1998)** – *Anastomosing river: forms, processes and sediments*. Nederlandse Geografische Studies 249, Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit Utrecht, Utrecht, 237 p.
- Maley J. (2004)** – Le bassin du Tchad au Quaternaire récent: formations sédimentaires, paléoenvironnements et préhistoire. La question des Paléotchads. In J. Renault-Miskovsky et A.M. Semah (Ed), *Evolution de la végétation depuis deux millions d'années*, Errance, Paris, 35 p.
- Maley J., Brennac P. (1998)** – Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forests of western

- Cameroun during the last 28 000 years BP. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99, 157-187.
- Marchant R., Hooghiemstra H. (2004)** – Rapid environmental change in African and South American tropics around 4 000 years before present: a review. *Earth Science Reviews* 66, 217-260.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlen W., Maash K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., Van Kreveld S., Holmgren K., Thorp J.L., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R., Steig E.J. (2004)** – Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.
- Morin S., (2000)** – In : Seignobos Ch. et Iyebi-Mandjek O. (coord.) : *Atlas de la Province Extrême-Nord Cameroun*. Texte de la Planche1: *Géomorphologie*. Editions IRD, Paris. 48p.
- Ozainne S., Le Drezen Y., Ballouche A., Rasse M., Neuman K., Doutrelepon H., Huysecom E. (sous-presses)** – The Late Holocene occupations at Ounjougou (Mali): a cultural and environmental sequence. Proceedings of the *Congress of the Panafrican Association for Prehistory and Related Studies* 12, Gaborone 2005, Zimbabwe, 12 p.
- Rasse M., Soriano S., Tribolo C., Stokes S., 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, 329-341.
- Rasse M., Ballouche A., Huysecom E., Le Drezen Y., Neumann K., Ozainne S., Tribolo C. (2006)** – Évolution géomorphologique, enregistrements sédimentaires et dynamiques paléoenvironnementales holocènes à Ounjougou (Plateau dogon, Mali, Afrique de l'Ouest). *Quaternaire*, 17, 61-74.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. (2004)** – IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 – 0 ka BP. *Radiocarbon* 46, 1029-1058.
- Rognon P., Coudé-Gaussen G. (1987)** – Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pléistocène supérieur et de l'Holocène du Nord de Fuerteventura (Canaries). *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., 31 (1) 1-19.
- Salzmann U., Hoelzmann P., Morczinek I. (2002)** – Late Quaternary Climate and Vegetation of the Sudanian Zone of Northeast Nigeria. *Quaternary Research* 58, 73-83
- Servant M. (1983)** – *Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur*. Travaux et documents de l'ORSTOM 159, Paris, 573 p.
- Shanahan T.-M., Overpeck J.-T., Wheeler W., Beck J.-W., Pigati J.-S., Talbot M.-R., Scholz C.-A., Peck J., 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, 287-302.
- Soriano S. et Huysecom E. (2007)** – Un Paléolithique ignoré. *Pour la Science* 358, août 2007, 38-43.
- Thomas M.F., Thorp M.B. (2003)** – Palaeohydrological reconstructions for Tropical Africa – evidence and problems. In: Benito G. and Gregory KJ (eds.), *Palaeohydrology: Understanding Global Change*, John Wiley and Sons, Chichester, 167-192.
- Weisrock A., Wahl L., Ouammou A., Chakir L. (2006a)** – Systèmes fluviaux du Sud-Ouest marocain et leur évolution depuis le Pléistocène supérieur. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 229-248
- Weisrock A., Wengler L., Mathieu J., Ouammou A., Fontugne M., Mercier N., Reyss J.-L., Valladas H., Guéry P. (2006b)** – Upper Pleistocene comparative OSL, U/Th and ¹⁴C dating of sedimentary sequences of South-Western Morocco (Oued Noun, 29°N). *Quaternaire*, 17, 45-59
- Weldeab S., Schneider R.R., Kolling M., Wefer G. (2005)** – Holocene African droughts relate to eastern equatorial Atlantic cooling. *Geology* 33, 981-984.
- Wengler L. (1990)** – Dégradation ou modification du milieu au Maghreb durant l'Holocène : causes anthropiques ou naturelles ? In : *Archéologie et Espaces*, Actes des 10^e rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes, APCDA, Juan-les-Pins, 315-329.
- Williams M., Talbot M., Aharon P., Abdl Salam Y., Williams F., Brendeland K. I. (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, 2651-2665.
- Zhao M., Dupont L., Eglinton G., Teece M. (2003)** – *n*-Alkane and pollen reconstruction of terrestrial climate and vegetation for N.W. Africa over the last 160 kyr. *Organic Geochemistry* 34, 131-143.

Article reçu le 5 décembre 2007, accepté le 1^{er} octobre 2008.