

# Géométrie et âge des alluvions du lit majeur de la Loire moyenne, exemple du val d'Avaray (Loir-et-Cher, France)

*Tardiglacial and Holocene deposits in the middle Loire River, the Val d'Avaray case study (Loir-et-Cher, France)*

Manuel Garcin<sup>a</sup>, Denis Giot<sup>b</sup>, Geneviève Farjanel<sup>c</sup>, Jean-Christophe Gourry<sup>a</sup>,  
Wolfram Kloppmann<sup>d</sup>, Philippe Negrel<sup>d</sup>

<sup>a</sup> BRGM, Direction de la recherche, laboratoire de géomorphologie et télédétection, 3, av. Claude-Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2, France

<sup>b</sup> BRGM, Service géologique régional de la région Centre, 3, av. Claude-Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2, France

<sup>c</sup> BRGM, Service géologique national, 3, av. Claude-Guillemin, BP 6009 45060 Orléans cedex 2, France

<sup>d</sup> BRGM, Direction de la recherche, laboratoire de géochimie et d'hydrogéologie, 2, av. Claude-Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2, France

(Reçu le 18 mars 1999, accepté après révision le 19 juillet 1999)

**Abstract** — Incision and infilling of the flood plain of the Loire river, in the Val d'Avaray area, is polyphased during Tardiglacial and Holocene. Five main alluvial units are developed and result from successive meandering-like phases of erosion and sandy infilling. Clayey channel fillings sometimes associated with peat have been identified within the sandy units. The first investigated channel was active from Tardiglacial (11.4 ka BP, Allerød) to Boreal, the second one from 8.4 ka BP (Boreal) to 2.3 ka BP (Subatlantic) with an average sedimentation rate of 0.5 mm·yr<sup>-1</sup>. A third one was active from 3.2 ka BP (Subboreal) and during a great part of the Subatlantic; the average rate of sedimentation is evaluated at 1.3 mm·yr<sup>-1</sup>. (© 1999 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS.)

**Loire river / Tardiglacial / Holocene / fluvial dynamics / sedimentology / absolute dating / palynology / France**

**Résumé** — L'incision et le remplissage du lit majeur de la Loire moyenne dans le secteur du val d'Avaray se sont effectués de façon polyphasée au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Cinq corps alluviaux principaux s'y individualisent, par érosion méandriiforme des précédents, puis par remplissage sableux. Des bras morts étroits à dépôt argilo-tourbeux ont été identifiés. Les premières datations confirment le diachronisme présenté par la chronologie relative. Certains chenaux ont été actifs du Tardiglaciaire (11,4 ka BP, Allerød) jusqu'au Boréal, d'autres du Boréal au Subatlantique (8,4 ka BP à 2,3 ka BP, vitesse de sédimentation de 0,5 mm·an<sup>-1</sup>), tandis que certains n'ont fonctionné que du Subboréal (3,2 ka BP) au Subatlantique (vitesse de sédimentation de 1,3 mm·an<sup>-1</sup>). (© 1999 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS.)

**Loire / Tardiglaciaire / Holocène / dynamique fluviale / sédimentologie / datations / palynologie / France**

---

Note présentée par Zdenek Johan.

\* Correspondance et tirés à part.  
m.garcin@brgm.fr

## Abridged version

### Introduction

The history of fluvial dynamics of numerous rivers in France and northern Europe has been studied in detail over recent decades (Munaut, 1967; Munaut et al., 1973; Haesserts, 1984; Bravard, 1986; Antoine, 1989, 1994, 1997; Bravard and Evin, 1989; Kalicky, 1991; Roblin-Jouve, 1994; Vandenberghe et al., 1994), whereas knowledge concerning the Loire and its catchment still remains limited (Babonaux, 1970; Visset, 1979; Macaire, 1984; Larue, 1991; Macaire et al., 1992; Gay et al., 1998). Valley floors receive and trap part of the erosive freight and may act as archives of different types of events in the catchment area (Meade, 1988). The reconstitution of the Holocene dynamics of the Loire river in the context of climatic and tectonic evolution as well as human impact on the catchment helps to establish links between external factors and river response (Schumm, 1977; Bravard and Bethemont, 1989; Miall, 1996; Bravard, 1997). Reconstructing these links for the past permits understanding of present-day conditions and future evolution. Previous work on the geometry and stratigraphy of the Loire main valley identified one principal erosive phase followed by three distinct alluviation phases. In the regions of Blois and Orleans, incision is supposed to be of Weichselian age (Berger et al., 1969; Gigout et al., 1970, 1974) and upfilling started with a Weichselian horizon (F<sub>x</sub>) overlain by Holocene deposits (F<sub>y</sub>) intercalated with or overlain by modern alluvium. In the region of Tours, Macaire (1981, 1983, 1984) describes the same type of geometry but attributes the maximum incision to an intra-Weichselian interstadial epoch, the F<sub>y</sub>-infilling to Upper Weichselian and the F<sub>z</sub> sediments to Holocene. The present work on the Val d'Avaray leads to a different scenario and describes the first results on this representative section of the Middle Loire.

### Site description

The Avaray Valley (Loir-et-Cher region, France, 1.533° W; 47.69° N), situated in the middle of the course of the Loire river 680 km from its source, extends over some 10 km with a major bed width varying between 1.5 and 2.5 km. The Loire in this area is incised into Aquitanian lacustrine limestone overlain by Holocene alluvium averaging 7 m thick but reaching 10 m in places. The site was retained because of its morphologically structured setting with numerous incisions, oxbows and channels related to meander migration. A peaty clay occurrence in a borehole filed in the Subsurface Data Bank (*Banque de données du sous-sol [BSS]*) prompted us to carry out a systematic search for paleochannels likely to contain clay and peat (*figure 1*).

### Deposit geometry

Five alluvial bodies were identified, the geometry of which was established on the basis of surface morphological features in the field and by aerial photographs, lithological data, thickness and altitude of the limestone substratum provided by 225

boreholes including 60 carried out specifically for this purpose, geophysical characterization (electromagnetic methods) and 3D computing. The chronostratigraphy of the different alluvial bodies was established on the basis of their mutual geometric relationships (*figure 1* and *2*). Within a meander-migration context, each body corresponds to a sharp displacement of the main river path. Abandon results from sanding up of the initial bed and creation upstream of a channel constituting the new river course. An oxbow or marshy area develops at the site of former beds that only received flood deposits and peaty-clay sediments. The oldest formations are preserved at the base of the slope of the northern bank; the position of the slope along the southern bank, currently undergoing erosion, must have been reached during the early stages (*A2* or *A3*). Each stage corresponds to migration of a meander with, in the direction of displacement: frontal erosion, gravelly channels forming a depression in the active bed and a rise in the opposite bank, and prograding sand bars. The vertical sedimentary succession is systematically represented by gravelly channel sands at the base overlain by prograding sand bars. In the study area, frontal erosion always destroyed the previous sedimentary body and, depending on the case, cut 1–3 m down into the limestone substratum. The morphology of the top of the limestone substratum was modified during the Holocene due to meander migration, thus rendering obsolete the hypothesis of intra- or post-glacial incision alone. For stages *A1* to *A5* (erosive base at +69 m, fill at +74 m at Muides), the bodies were successively and partially eroded down to the limestone substratum and reformed the bed at an almost identical fill depth. Peaty abandoned channels (or oxbows) are widely represented during these early stages and their thickness (as much as 5 m) is such that certain ones reach the limestone substratum. Stage *B* eroded the *A* bodies, also down to the limestone, with incision being well preserved by the present morphology and showing a difference in altitude of about 0.5 m. Highly locally, the abandoned channels are peaty, although a sandy fill predominates. Bodies *C* and *D* have a slightly sinuous to rectilinear path and a maximum width of 0.5 to 1 km. Incisions are marked by fill 1 m below body *B* forming a small terrace. The channels still show a marked morphology and a uniquely sandy fill. Bodies *E* and *F*, located at the narrowest point of the valley near Saint-Dyé-sur-Loire, have a well preserved morphology, particularly the sand-filled channels and the islands. Thirteen boreholes (diameter 100 mm, depth up to 5 m) were put down through the channels filled with peaty clay.

### Description and age of the deposits

Only 3 cores (*A2*, *A3* and *A4* in boreholes M30b, M25b and M19c) have been analysed so far (palynology and AMS radio-carbon dating).

#### Borehole M30B

The cored borehole M30b ( $x = 540.145$ ;  $y = 2\,300.86$ ;  $z = 76$  m) intersects 4 m of alluvial deposits. Seven units are identified: (a) 4.0–2.82 m, medium yellow sand; (b)

2.82–2.3 m, medium black sand ( $11\,460 \pm 90$  BP at 2.4 m, **Tardiglacial-Allerød**); (c) 2.3–2.14 m, black clay; (d) 2.14–2.0 m, green clay; (e) 2.0–1.7 m, black clay; (f) 1.7–0.5 m, green clay; (g) brown clayey loam and soil. Palynological studies of unit *c* confirm a Tardiglacial age. Units *d*, *e* and the lower part of unit *f* could be dated as Preboreal. Terminal part of the borehole is dated as Subatlantic. There seems to be a lack of Younger Dryas.

### Borehole M25b

The cored borehole M25b ( $x = 540.765$ ;  $y = 2300.680$ ;  $z = 77$  m) intersects 6.3 m of Holocene succession: (a) 6.3–5.4 m, coarse sand; (b) 5.4–4.9 m: fine to medium micaceous sand; (c) 4.9–4.7 m, very fine black peat ( $8\,410 \pm 70$  yr BP at 4.7 m) — the base of the peaty deposits and the establishment of this environment are dated as Middle **Boreal**; (d) 4.7–3.5 m, black peat, becoming brownish towards the top, containing much ligneous debris, presence of gastropods ( $6\,840 \pm 70$  yr BP at 3.58 m). The top of the peat is assigned to the Middle Atlantic; the vegetal association of unit *c* and *d* is dominated by deciduous vegetation (*Corylus*, *Quercus*, *Ulmus* and *Tilia*), which assigns these units to the Boreal; a small percentage ( $< 1\%$ ) of reworked Mesozoic and Tertiary forms are present; (e) 3.5–2.9 m, black clay rich in whole gastropods, presence of ligneous debris; (f) 2.9–2.7 m, black clay, with sparse gastropods and wood fragments ( $5\,350 \pm 60$  yr BP at 2.77 m, end of Atlantic). Units *e* and *f* show a maximum development of *Alnus* (43 to 66%), which makes it possible to date the base of these black clays as Atlantic; hygrophytes are sparse, reworked forms are systematically present ( $< 1\%$ ); (g) 2.7–2.2 m: grey clay becoming green towards the top, sparse shelly debris and very rare vegetal debris; the lower part of unit *g* (2.7 to 2.35 m) dominated by *Alnus*, dates this grey clay as Atlantic; (h) 2.2–1.0 m: compact green clay with blue spots and very sparse gastropod debris ( $3\,360 \pm 50$  yr BP at 2.16 m, **Subboreal**;  $2\,370 \pm 50$  yr BP at 1.65 m, **Subatlantic**); vegetation of upper part of unit *g* and basis of unit *h* (2.2 to 1.9 m) is dated as Subboreal while upper part of unit *g* is dated as Subatlantic; the proportion of reworked Mesozoic and Cenozoic forms increases (2–3%); (i) 1.0–0.9 m: brownish clay grading into loamy clay; (j) 0.9–0 m: brown clayey loam and soil. The channel fill thus spans part of the Boreal, Atlantic, Subboreal and probably a large part of the Subatlantic. According to the data available, a peat bog prevailed from the Boreal through to the Middle Atlantic, i.e. for approximately 1 500 years. A significant increase in the percentage of reworked Mesozoic and Cenozoic pollens is noted around 3 300 years BP. The average sedimentation rate of this channel is estimated at  $0.5 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ .

### Borehole M19c

The cored borehole M19c ( $x = 541.305$ ;  $y = 2300.140$ ;  $z = 76.5$  m) intersects 4.8 m of Holocene succession: (a) 4.8–4.7 m, coarse sand with gravel and pebbles several centimetres in size; (b) 4.7–3.8 m, plastic black clay containing abundant organic matter and sparse gastropods ( $3\,210 \pm 50$  yr BP at 4.52 m, **Subboreal**;  $2\,570 \pm 60$  yr BP at 3.92 m, base of the **Subatlantic**). The pollen association is dominated by deciduous vegetation (notably *Quercus*), *Juglans* appears at

4.58 m and is then present throughout almost all the samples of this unit reaching 2% at 3.07 m; graminæ are the most common of the herbs; *Plantago* and cereals vary from being extremely rare to 4%; scarce hygrophytes associated with helophytes, particularly sparganiaceae; reworked Cenozoic pollen accounts for up to 4%; (c) 3.8–3.0 m, black clay with mm- to cm-thick peaty organic beds ( $2\,350 \pm 50$  yr BP at 3.54 m, Subatlantic). The vegetal association of upper part of unit *b* and unit *c* shows a decrease of deciduous vegetation; a marked increase in hygrophytes, cyperaceae, typhaceae and helophytes is noted. This clay is dated as Subatlantic; (d) 3.0–2.8 m, greenish to brownish plastic clay; (e) 2.8–1.2 m, green clay, slightly silty and micaceous and containing sparse vegetal debris, grading progressively into brownish clay and then clayey silt. The pollen association of clays *d* and *e* is essentially composed of *Pinus*; Monolete spores and freshwater phytoplankton are highly abundant; reworked elements show a marked increase and can exceed 10%; these green clays are assigned to the **Subatlantic**; (f) 1.2–0.4 m, brown micaceous silty loam; (g) 0.4–0 m, brown loamy-clayey soil.

## Discussion

During Tardiglacial and Holocene, the phases of river incision that affected the substratum were simultaneous with lateral displacement of the river (Shen and Schumm, 1981; Richards, 1982; Chorley et al., 1984; Miall, 1996). Main alluvial bodies were formed by meander-type erosion of the previous body followed by sandy fill. Narrow channels or oxbows (10–20 m wide) with a peaty-clay fill are identified in this area and show specific characteristics. The fill of the channel intersected by borehole M30b (A2) spans Tardiglacial (Allerød) to Preboreal. The fill of the channel intersected by borehole M25b spans  $8\,410 \pm 70$  years BP to  $2\,370 \pm 50$  yr BP, i.e. from Middle Boreal through to Subatlantic. We note the stability and continuity of this channel that served as a sedimentary trap over at least 8 500 years with an average sedimentation rate of approximately  $0.5 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ . The channel intersected by borehole M19c, with an almost identical thickness and fill, was only active over about 3 000 years, with an average sedimentation rate of approximately  $1.3 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ . We note the total absence of coarse clastics and sandy intervals in both M25b and M19c. Contrary to expectations, no major hydrological events are recorded over the last 8 500 years in the form of coarser intervals. These events caused filling of the channels, but uniquely with fine clayey deposits during flooding. Although these systems are not very far from the minor Loire bed, they are nevertheless sufficiently external to the zone of strong hydrodynamics to avoid sanding up during flooding. Dating the base of the alluvial infillings within the channels which are obviously younger than the channel incision testifies the repetition of incision events during part of Tardiglacial and Holocene. The erosive episodes are related to the successive movements and avulsions of the meander and correspond probably to an evolution from a braided river dominating under a glacial regime towards a meander-like system comparable to the present-day conditions. This type of development is similar to the evolution of the Somme, Mass and Warta rivers (Vandenberghé et al., 1994; Antoine, 1997).

*Juglans* (walnut) is generally considered to have been introduced into France by the Romans (Munaut, 1967; Visset, 1979) and consequently serves as a Holocene dating reference for palynologists. Our study shows that *Juglans* already existed in the wild in this part of the middle Loire from 3 200–3 000 yr BP (i.e. 1620–1410 Cal. BC; Stuiver and Kra, 1986). The use of the presence of *Juglans* in palynograms as a stratigraphic marker of Roman times is thus called into question.

Reworked Mesozoic and Cenozoic pollen increases significantly around 3 300 yr BP (1690–1510 BC Cal.; Bronze age) with a maximum around 1 900 years BP (20–210 AD Cal., Gallo-roman), suggesting a marked increase in erosion at the scale of the Loire catchment basin. The cause of this increase

of erosion may be linked with demographic increase during Bronze and Gallo-Roman ages.

## Conclusion

Radiocarbon dating and palynological studies carried out in the Val d'Avaray allow alluvial processes of Middle Loire river during Tardiglacial and Holocene to be characterized. A marked increase in erosion, at the scale of the Loire catchment basin, during Bronze and Gallo-Roman ages has been noticed. The use of the presence of *Juglans* in palynograms as a stratigraphic marker of Roman times is called into question.

## 1. Introduction

Alors que de nombreux fleuves et rivières nord-européens et français ont fait l'objet d'études souvent pluridisciplinaires au cours des dernières décennies (Munaut, 1967 ; Munaut et al., 1973 ; Haesserts, 1984 ; Bravard, 1986 ; Antoine, 1989, 1994, 1997 ; Bravard et Evin, 1989 ; Kalick, 1991 ; Roblin-Jouve, 1994 ; Vandenberghe J. et al., 1994), les connaissances sur la Loire et son bassin versant demeurent fragmentaires (Babonaux, 1970 ; Visset, 1979 ; Macaire, 1984 ; Larue, 1991 ; Macaire et al., 1992 ; Gay et al., 1998). La reconstitution de la dynamique holocène de la Loire replacée dans l'évolution de ses contextes géodynamiques (climat, tectonique) et anthropiques devrait permettre de dégager les liens entre les sollicitations externes et les réponses de l'hydrosystème (Schumm, 1977 ; Bravard et Bethemont, 1989 ; Miall, 1996 ; Bravard, 1997). Cette reconstitution a pour objectif, à terme, de mettre en perspective sa dynamique actuelle et d'envisager une approche prospective. Les fonds de vallée sont des aires de stockage des particules issues de l'érosion à l'échelle des bassins versants (Meade, 1988). Ils constituent, de ce fait, des sites d'enregistrement privilégiés des événements passés ayant affecté le bassin versant. Les travaux antérieurs réalisés sur la répartition et la stratigraphie des alluvions du lit majeur de la Loire aboutissent à des modèles de mise en place faisant intervenir une phase de creusement maximum, suivie de trois stades de remblaiement distincts, superposés ou emboîtés. Dans le Blésois et l'Orléanais, l'incision serait weichsélienne (Berger et Desprez, 1969 ; Gigout et al., 1970, 1974) et le remblaiement comprendrait en fond de lit un niveau ancien attribué au Weichsélien (Fx). Il serait surmonté par un niveau holocène (Fy) affleurant en « montilles », dans lequel les dépôts modernes se superposent ou s'encaissent. En Touraine, Macaire (1981, 1983, 1984) décrit le même type de relations géométriques, mais attribue l'incision maximum à un interstadiaire intra-weichsélien, le remplissage Fy au Weichsélien supérieur et Fz à l'Holocène.

Les travaux réalisés sur le val d'Avaray permettent de proposer un mode de mise en place différent. Cette note présente les premiers résultats acquis sur ce tronçon de la Loire moyenne.

## 2. Description du site

Le val d'Avaray (Loir-et-Cher, 1,533° W ; 47,69° N) se situe en Loire moyenne, entre Blois et Beaugency, à 680 km de la source. La zone d'étude s'étend sur une dizaine de kilomètres de long, pour une largeur du lit majeur comprise entre 2,5 km à l'amont et 1,5 km à l'aval. La Loire s'y est encaissée dans les « calcaires lacustres d'Étampes », d'âge Oligocène. Au niveau de Muides, l'encaissement du fleuve par rapport à la terrasse Fw, attribuée au Würm, est de 24 m (Gigout et al., 1970). Les accumulations alluvionnaires ultérieures atteignent 7 m d'épaisseur. Le site a été retenu, car il présente un dispositif morphologiquement structuré, à nombreuses incisions, bras morts ou chenaux liés à la migration d'un méandre. De surcroît, un indice de présence d'argile tourbeuse, reconnu dans un forage archivé dans la Banque de données du sous-sol (BSS), nous a incités à rechercher systématiquement les paléo-chenaux susceptibles de contenir des argiles et des tourbes, seuls sédiments datables (*figure 1*).

## 3. Géométrie des dépôts

La géométrie des corps alluviaux est établie à partir de la morphologie de surface, reconnaissable sur le terrain ou en photos aériennes, des indications de lithologie et d'épaisseur fournies par 225 forages (dont 60 réalisés spécifiquement pour cette étude), des données fournies par la caractérisation géophysique par cartographie de la conductivité électromagnétique, ainsi que de traitements informatiques 3D (logiciel GDM). La chronostratigraphie des différents corps alluviaux est fondée, dans un premier

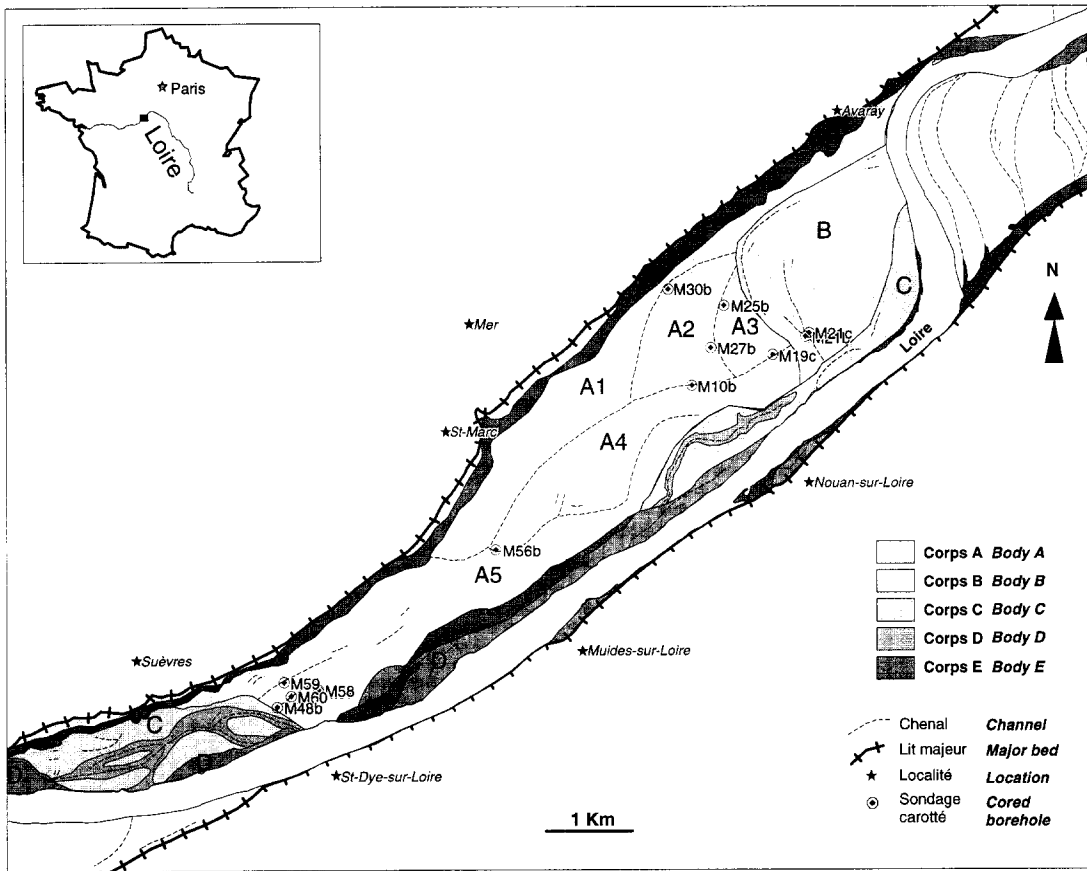


Figure 1. Carte de localisation et géométrie de l'alluvionnement tardiglaciaire et holocène.

Location map and geometry of Tardiglacial and Holocene deposits.

temps sur leurs relations géométriques mutuelles (figures 1 et 2). Dans un contexte de migration de méandres, chaque corps correspond à un déplacement brutal du cours principal (Richards, 1982 ; Chorley et al., 1984 ; Miall, 1996). L'abandon d'un méandre est la conséquence de l'ensablement du lit initial et de l'ouverture en amont

d'une passe reformant le nouveau tracé. Un bras mort ou « mouillère » subsiste à l'emplacement de l'ancien lit, ne recevant plus que les dépôts de crue et des sédiments argilo-tourbeux palustres. Les formations les plus anciennes (corps A) sont conservées en pied de coteau de la rive nord. La plaine alluviale s'est construite dans le val d'Av-

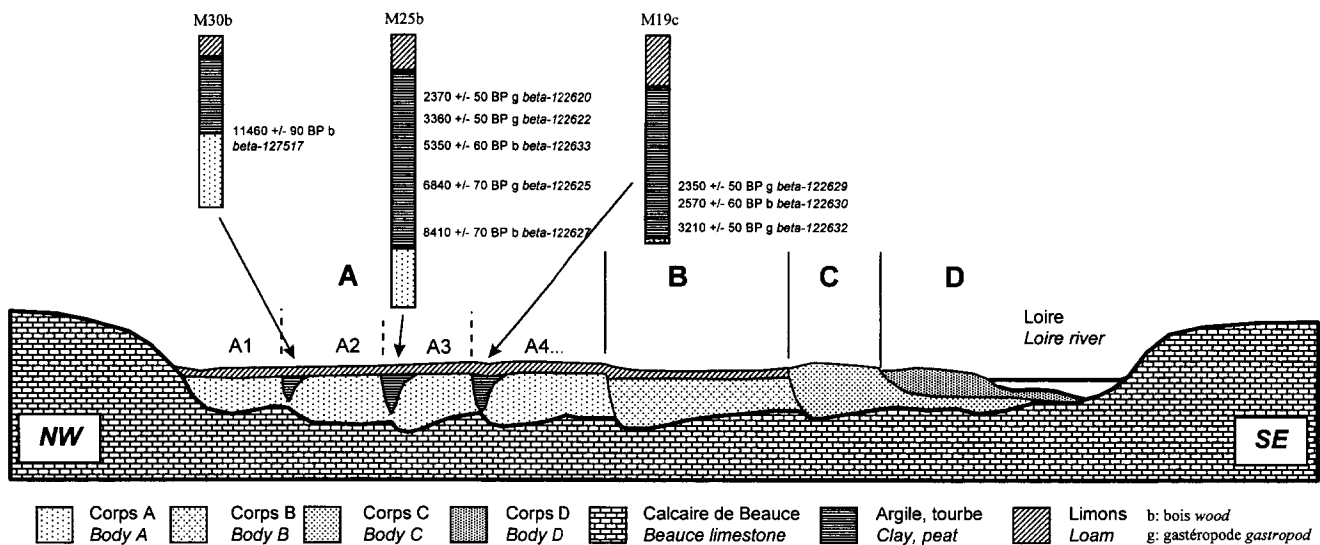


Figure 2. Coupe schématique des alluvions récentes de la Loire.

Schematic cross-section of recent alluvial deposits.

ray, selon une dizaine de stades actuellement recensés. Chaque stade correspond à la migration d'un méandre avec l'érosion frontale de la berge de rive concave, le chenal graveleux en dépression au niveau du lit actif et les barres sableuses progradantes en élévation sur la rive opposée. La séquence sédimentaire verticale présente toujours à la base les sables graveleux de chenal, auxquels se superposent les sables des barres progradantes. Dans tous les cas observés dans cette étude, l'érosion frontale détruit partiellement le corps sédimentaire précédent et recrée le substrat calcaire de 1 à 3 m par rapport à sa cote précédente. La morphologie du toit du substrat calcaire est modifiée par le processus de migration des méandres. L'hypothèse d'un encaissement postglaciaire unique et de l'acquisition de la morphologie du substratum dès cette période nous paraît de ce fait caduque. En effet, pour les stades A1 à A5, (base érosive à +69 m, comblement à +74 m aux Muides), les corps s'érodent successivement et partiellement jusqu'au substratum calcaire et reforment le lit à une cote de comblement quasiment identique. On observe donc, pour chaque stade, des érosions et des aggradations latérales simultanées. Les chenaux abandonnés (ou bras morts) tourbeux sont largement représentés dans ces stades anciens et la profondeur est telle que certains atteignent le substrat calcaire (*figure 2*). L'épaisseur du remplissage argilo-tourbeux peut y atteindre 5 m. Le recouvrement par les limons de débordement récents constitue un remblaiement, qui malheureusement masque la paléomorphologie. Le stade B érode les niveaux A, également jusqu'au calcaire. L'incision est bien marquée dans la morphologie actuelle par un ressaut de 0,5 m. Les chenaux d'abandon sont très localement tourbeux, mais les colmatages sableux prédominent. Les stades C et D traduisent un tracé du cours d'eau faiblement onduleux à rectiligne et une largeur maximale possible du lit de 0,5 à 1 km ; le remblaiement est situé à un mètre en contrebas du niveau B. Les chenaux montrent encore une morphologie nette et un colmatage uniquement sableux. Le stade E est localisé au niveau de l'étranglement maximal de la vallée vers Saint-Dye-sur-Loire. Après un tracé étroit et rectiligne en amont, une zone à méandres se développe à nouveau en aval. La morphologie est bien préservée, en particulier en ce qui concerne les chenaux à remplissage uniquement sableux et les îles.

## 4. Description et âge des dépôts

Les chenaux à remplissage argilo-tourbeux ont fait l'objet de 13 forages carottés (diamètres 100 mm). Trois carottes (M30b, M25b et M19c, situées dans les stades A2, A3 et A4 ; *figures 1 et 2*) ont, à ce jour, fait l'objet d'analyses  $^{14}\text{C}$  AMS et palynologiques.

### 4.1. Forage M30b

Le forage carotté M30b ( $x = 540,145$  ;  $y = 2\,300,86$  ;  $z = 76$  m, *figure 1*) a recoupé 4 m d'alluvions reposant sur

le calcaire de Beauce : (a) de 4,0 à 2,82 m, sable moyen jaune ; (b) de 2,82 à 2,3 m, sable moyen gris-noir ( $11\,460 \pm 90$  ans BP à 2,4 m ; **Tardiglaciaire–Allerød**) ; (c) 2,3 à 2,14 m, argile noire ; (d) 2,14 à 2,0 m, argile verte ; (e) 2,0 à 1,7 m, argile noire ; (f) de 1,7 à 0,5 m, argile verte ; (g) limon argileux. Les analyses palynologiques réalisées dans l'unité c confirment son appartenance à une phase d'adoucissement thermique du Tardiglaciaire, en accord avec la datation  $^{14}\text{C}$ . Les unités d, e et la base de f pourraient être attribuées au Préboréal, tandis que la partie terminale du sondage correspondrait à la partie supérieure du Subatlantique. Dans l'état actuel de nos études, le Dryas récent serait absent.

### 4.2. Forage M25b

Le forage carotté M25b ( $x = 540,765$  m ;  $y = 2\,300,68$  m et  $z = 77,0$  m ; *figure 1*) a recoupé 6,3 m de dépôts holocènes reposant sur le calcaire de Beauce : (a) de 6,3 à 5,4 m, sable grossier ; (b) de 5,4 à 4,9 m, sable fin à moyen micacé ; (c) de 4,9 à 4,7 m : tourbe très fine noire ( $8\,410 \pm 70$  ans BP à 4,70 m) — la base des dépôts tourbeux et la mise en place de cet environnement de dépôt palustre daterait du milieu du **Boréal** — ; (d) de 4,7 à 3,5 m, tourbe noire, puis brunâtre, au sommet, très riche en débris ligneux, présence de gastéropodes ( $6\,840 \pm 70$  ans BP à 3,58 m, milieu de la période Atlantique) — dans les unités c et d, la forêt à *Corylus* et *Quercus*, accompagnés d'*Ulmus* et *Tilia*, permet une attribution au Boréal ; les formes remaniées du Mésozoïque et du Tertiaire sont présentes (< 1 %) — ; (e) de 3,5 à 2,9 m, argile noire très riche en gastéropodes entiers avec présence de débris ligneux ; (f) 2,9 à 2,7 m, argile noire à rares débris de gastéropodes et fragments de bois ( $5\,350 \pm 60$  ans BP à 2,77 m, fin de l'Atlantique) — l'extension maximale d'*Alnus* (43 à 66 %) permet de dater les argiles noires (unités e et f) de l'**Atlantique** ; les hygrophytes sont peu abondantes, tandis que les formes remaniées du Mésozoïque et du Cénozoïque sont partout présentes (< 1 %) — ; (g) 2,7 à 2,2 m, argile grise, devenant verte vers le sommet, à rares débris coquilliers et très rares débris végétaux — la partie inférieure de g (2,7 à 2,35 m), dominée, comme dans les unités d et e, par l'aulnaie, appartient à l'Atlantique — ; (h) de 2,2 à 1,0 m, argile verte compacte à mouchetures bleues et très rares débris de gastéropodes ( $3\,360 \pm 50$  ans BP à 2,16 m, **Subboréal** ;  $2\,370 \pm 50$  ans BP à 1,65 m, soit la période **Subatlantique**) — la végétation de la partie supérieure de l'unité g et de la base de l'unité h (2,2 à 1,9 m) pourrait être rapportée au Subboréal ; la végétation de la partie supérieure de l'unité h révèle la présence de grains de pollen de *Carpinus* et de *Juglans* ; les formes remaniées du Mésozoïque et du Cénozoïque sont en proportions plus importantes (2 à 3 %) ; le développement d'espèces rudérales autorise une attribution au Subatlantique — ; (i) de 1,0 à 0,9 m, argile brunâtre, passant à une argile limoneuse ; (j) de 0,9 à 0 m, limon argileux brun et sol.

### 4.3. Forage M19c

Le forage carotté M19c ( $x = 541,305$  ;  $y = 2300,14$  ;  $z = 76,5$  m ; *figure 1*) a recoupé 4,8 m de dépôts holocènes reposant sur le calcaire de Beauce : (a) 4,8 à 4,7 m, sable grossier à graviers et galets pluri-centimétriques ; (b) 4,7 à 3,8, argile noire plastique, très riche en matière organique à rares gastéropodes ( $3\,210 \pm 50$  ans BP à 4,52 m, **Subboréal** ;  $2\,570 \pm 60$  ans BP à 3,92 m, **Subatlantique**) — l'association végétale est dominée par les feuillus (*Quercus* dominant) ; *Juglans* apparaît dès la profondeur 4,58 m ; ensuite, il est présent dans presque tous les niveaux, pour atteindre 2 % à 3,07 m ; parmi les herbacées, ce sont les graminées qui sont les plus nombreuses ; le plantain et les céréales varient de la présence à 4 %, tandis que les éléments remaniés (pollens cénozoïques) sont présents jusqu'à 4 % — ; (c) de 3,8 à 3,0 m, argile noire, à lits organiques tourbeux d'épaisseur millimétrique à centimétrique, contenant des graines ( $2\,350 \pm 50$  ans BP à 3,54 m, **Subatlantique**) — dans l'association végétale, le pourcentage des différents feuillus régresse au profit des graminées, des sparganiacées et des cyperacées, ce qui permet de confirmer l'âge Subatlantique de ces argiles — ; (d) de 3,0 à 2,8 m, argile plastique brunâtre à verdâtre ; (e) de 2,8 à 1,2 m, argile verte, légèrement silteuse, finement micacée, à rares débris végétaux, passant progressivement à une argile brunâtre, puis à des silts argileux — l'association pollinique de ces argiles (unités d et e) est représentée par la prédominance de *Pinus*, associé aux spores monolètes et au phytoplancton d'eau douce ; le remaniement de grains de pollen mésozoïques et cénozoïques est en très forte augmentation et peut être supérieur à 10 % — ; (f) de 1,2 à 0,4 m, limon silteux micacé brun ; (g) de 0,4 à 0 m, sol argilo-limoneux brun.

## 5. Discussion

Les phases d'incision du lit qui ont affecté le substratum se produisent conjointement à un déplacement latéral du fleuve (Shen et Schumm, 1981 ; Richards, 1982 ; Chorley et al., 1984 ; Miall, 1996). Chacune d'elles a été suivie par une phase de dépôt graveleux, puis sableux (Allen, 1970 ; Bluck, 1971), selon un développement séquentiel progredient. Dans le val d'Avaray, les corps alluviaux principaux se sont individualisés par érosion méandriiforme des précédents, puis par remplissage sableux. Des bras morts étroits (10 à 20 m de largeur), à remplissage argilo-tourbeux, ont subsisté aux emplacements des chenaux abandonnés. Le remplissage de l'un de ces bras morts (A2, M30b) a permis de caractériser des dépôts du Tardiglaciaire (Allerød) et, probablement, du Préboréal. Le remplissage du bras mort A3 (M25b) est attesté de  $8\,410 \pm 70$  ans BP à  $2\,370 \pm 50$  ans BP, soit du milieu du Boréal jusqu'au Subatlantique. La tourbière a fonctionné du Boréal jusqu'au milieu de la période Atlantique, durant 1 500 ans environ. Nous notons la pérennité du bras mort,

qui a fonctionné comme un piège à sédiment argilo-tourbeux, sur une durée proche de 8 500 ans, avec une vitesse de sédimentation moyenne d'environ  $0,5 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ . Les grains de pollen mésozoïques et cénozoïques remaniés sont présents dès la base, mais augmentent fortement aux alentours de 3 300 ans BP. Le chenal A4 (M19c), dont l'épaisseur de remplissage est quasi-équivalente, n'a fonctionné que durant 3 000 ans environ (Subboréal et Atlantique), avec une vitesse moyenne de sédimentation d'environ  $1,3 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ . Cette différence de taux de sédimentation résulte probablement de la distance plus faible entre ce chenal et le lit vif par rapport au A3 (M25b), occasionnant une quantité supérieure des apports lors des crues. Le remaniement de grains de pollen mésozoïques et cénozoïques peut être supérieur à 10 % à partir de 1 900 ans BP environ. Nous notons l'absence totale de détritique grossier ou de passée sableuse, aussi bien dans le forage M25b que dans le M19c. Les enregistrements des événements hydrologiques majeurs (inondations) des derniers 8 500 ans ne sont pas présents sous forme de passées grossières, mais uniquement sous forme de dépôts fins argileux. Bien que ces chenaux abandonnés n'aient pas été très éloignés des chenaux vifs contemporains, ils restaient suffisamment isolés de la zone à fort hydrodynamisme, lors des inondations, pour ne pas être ensablés. La datation de la base des remplissages de chenaux, nécessairement postérieurs à chaque incision, permet de mettre en évidence la récurrence de ces incisions durant une partie du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Ces érosions, liées aux déplacements du méandre au cours du temps, correspondent probablement à la transition d'un système en tresse, qui prévalait durant le glaciaire, à un système à chenal unique, proche de celui que nous connaissons aujourd'hui. Ce type d'évolution est à comparer aux évolutions de la Somme (Antoine, 1997), de la Mass et de la Warta (Vandenberghé et al., 1994).

Notre étude démontre que *Juglans* serait déjà connu à l'état sauvage dans ce secteur de la Loire moyenne dès 3 200–3 000 ans BP, soit dans l'intervalle 1620–1410 BC Cal. (Stuiver et Kra, 1986). Il est communément admis que la culture du noyer (*Juglans*) a été introduite en France par les Romains (Munaut, 1967 ; Visset, 1979). Ce taxon est donc utilisé par les palynologues comme un élément de datation dans l'Holocène. L'utilisation de la présence de *Juglans* dans les palynogrammes comme marqueur stratigraphique de l'époque romaine nous paraît donc devoir être remise en cause.

Le remaniement de pollens mésozoïques et cénozoïques augmente de façon significative aux alentours de 3 300 ans BP (1690–1510 BC Cal ; âge du Bronze) pour atteindre une valeur maximum aux alentours de 1 900 ans BP (20–210 AD Cal, époque gallo-romaine). Il indique une augmentation importante de l'érosion des formations sédimentaires secondaires et tertiaires du bassin versant de la Loire, qui pourrait être liée à l'impact anthropique sur le milieu physique des explosions démographiques de l'âge du bronze et de l'époque gallo-romaine.

## 6. Conclusion

Les datations multiples, couplées à l'étude palynologique, réalisées dans le val d'Avaray, ont permis de dater l'alluvionnement polyphasé dans le lit majeur de la Loire

moyenne durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. L'utilisation de *Juglans* comme marqueur de l'époque gallo-romaine est remise en cause. Des périodes d'érosion accrue dans le bassin versant (âge du bronze et époque gallo-romaine) ont été mises en évidence.

**Remerciements.** Cet article constitue la publication scientifique n° 99006 du BRGM, il a été réalisé dans le cadre du projet de recherche « Morphogenèse » (PRR203) du BRGM. Nous remercions J.-J. Macaire pour ses remarques pertinentes et constructives.

## 7. Références

- Allen J.R.L. 1970. *Physical processes of sedimentation*, George Allen and Unwin, London
- Antoine P. 1989. Les terrasses quaternaires du bassin de la Somme : étude géologique et géomorphologique, contribution à la connaissance du paléoenvironnement des gisements paléolithiques, *Thèse*, UST Lille, 437 p.
- Antoine P. 1994. The Somme Valley terrace system (northern France): a model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 BP, *Terra Research*, 5, 453–464
- Antoine P. 1997. Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléni-glaciaire–Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la somme (Nord de la France), *Géographie Physique et Quaternaire*, 51, 10–17, 9 fig.
- Babonaux Y. 1970. *Le lit de la Loire. Étude d'hydrodynamique fluviale*, Comité des travaux Hist. et Scientif. Mém. Sect. Géo., Paris, 5, 252 p.
- Berger G. et Desprez N. 1969. *Carte géologique à 1/50 000*, feuille Orléans, n° 363
- Bluck B.J. 1971. Sedimentation in meandering R. Endrick, *Scottish J. Geology*, 7, 93–138
- Bravard J.-P. 1986. *Le Rhône du Léman à Lyon*, La Manufacture, Lyon, 450 p.
- Bravard J.-P. 1997. Tectonique et dynamique fluviale du Würm à l'Holocène à la confluence Saône-Rhône (France), *Géographie physique et Quaternaire*, 51, 3, 315–326
- Bravard J.-P. et Bethemont J. 1989. Cartography of Rivers in France, in : *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*, Wiley and Sons
- Bravard J.-P. et Evin J. 1989. Datations du remblaiement holocène dans un secteur de la plaine alluviale du Rhône à Villeurbanne, *Bull. Lab. Rhod. de Géom.*, 23–24, 2–10
- Chorley R.J., Schumm S.A. et D.E. Sugden 1984. *Geomorphology*, Methuen, 605 p.
- Gay I., Macaire J.-J. et Corcita C. 1998. Évolution quantitative des flux particuliers depuis 12 600 ans dans le bassin du lac Chambon, Massif central, France, *Bull. Soc. géol. France*, 169 (2), 301–314
- Gigout M., Cadet J.-P., Horemans P. et Rasplus L. 1970. *Carte géologique à 1/50 000*, feuille La Ferté-Saint-Aubin, n° 398
- Gigout M., Cadet J.-P. et Horemans P. 1974. *Carte géologique de la France à 1/50 000*, feuille Beaugency
- Haesserts P. 1984. Aspects de l'évolution du paysage et de l'environnement en Belgique au Quaternaire, in : Cahen D. et Haesserts P. (éds), *Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel*, Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Bruxelles, 28–39
- Kalicky T. 1991. The evolution of the Vistula River Valley between Cracow and Niepolomice in late Vistulian and Holocene times, in : Starkel L. (éd.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*, Polish Academy of Sciences, Wroclaw
- Larue J.-P. 1991. L'évolution morphologique des fonds de vallées : quelques exemples dans le bassin de la Maine, *Rev. Geol. Dyn.* 3, 81–91
- Macaire J.-J. 1981. Contribution à l'étude géologique et paléopéologique du Quaternaire dans le Sud-Ouest du bassin de Paris (Touraine et ses abords), *Thèse*, Tours, vol. 1, 304 p.; vol. 2, 146 p.
- Macaire J.-J. 1983. Évolution du réseau hydrographique dans le Sud-Ouest du bassin de Paris pendant le Pliocène et le Quaternaire, *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 4, 183–195
- Macaire J.-J. 1984. Les vallées et formations alluviales plio-quaternaires dans le Sud et le Sud-Ouest du Bassin de Paris : genèse et signification dynamique, *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 1–2–3, 37–40
- Macaire J.-J., Corcita C., De Luca P., Gay I. et Goë de Hervé A. 1992. Origines, âges et évolution des systèmes lacustres tardi- et postglaciaires dans le bassin du lac Chambon (Puy-de-Dôme, France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, série II, 1119–1125
- Meade R.H. 1988. Movement and storage of sediment in river system, in : Lerman A. et Meybeck M. (éds), *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*, Kluwer Academic, Dordrecht, 247–272
- Miall A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits*, Springer, 596 p.
- Munaut A.V. 1967. Recherches paléo-écologiques en Basse- et Moyenne-Belgique, *Acta Geographica Iovaniensia*, Louvain, 6, 191 p., 71 fig.
- Munaut A.V. et Paulissen E. 1973. Évolution et paléoécologie de la vallée de la Petite-Néthe au cours du Post-Würm (Belgique), *Ann. soc. géol. Belgique*, 96, 301–348
- Richards K. 1982. *Rivers. Forms and Processes in alluvial channels*, Methuen, 358 p.
- Roblin-Jouve A. 1994. Le milieu physique, in : *Environnements et habitats magdaléniens dans le centre du Bassin parisien*, Documents d'Archéologie française, Paris, 190 p.
- Schumm S.A. 1977. *The Fluvial System*, Wiley and Sons, New York, 338 p.
- Shen H.W. et Schumm S.A. 1981. *Methods for assessment of stream related hazards to highways and bridges. Federal Highway Administration*, Office of Research and Development Reports FHWA/RD-80/160
- Stuiver M. et Kra R.S. 1986. Calibration issue, *Proceedings of the 12th International <sup>14</sup>C Conference, Radiocarbon*, 28 (2B), 805–1030
- Vandenbergh J., Kasse C., Bohncke S. et Kozarski S. 1994. Climate-related river activity at the Weichselian–Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers, *Terra Nova*, 6, 476–485
- Visset L. 1979. Recherches palynologiques sur la végétation pléistocène et holocène de quelques sites du district phytogéographique de Basse-Loire, *Bull. Soc. Nat. Ouest de la France*, Nantes, supplément HS, 282 p.