

L'ENVAISEMENT DU LAC DE BUTGENBACH (ARDENNE, BELGIQUE)

Eric HALLOT, Morgan BENOIT, Guillaume STASSE, Frédéric BOULVAIN,
Louis LECLERCQ, François PETIT & Etienne JUVIGNÉ

Résumé

À la faveur de la vidange du lac de barrage de Butgenbach en 2004, la zone ennoyée a été mise au jour pour la première fois depuis 1932. L'étude des sédiments ainsi exondés a été réalisée dans le double but de déterminer, d'une part, le volume des matériaux qui contribuent à diminuer progressivement le volume du réservoir, et d'autre part, l'érosion des sols dans la partie amont du bassin versant. Près de cinq cents sondages manuels ont été exécutés à l'aide d'une gouge mince (15 mm) dans les dépôts mous (vases) pour identifier la base des dépôts lacustres accumulés sur les formations meubles préexistantes (limon de crues de la plaine alluviale de la Warche et sols limoneux des versants). La reconnaissance macroscopique du contact recherché n'ayant pas été possible, diverses analyses sédimentologiques (recherche qualitative de diatomées, susceptibilité magnétique, granulométrie et calcination) ont été appliquées avec succès à tous les niveaux de quinze carottes de 36 mm de diamètre réparties dans des sites reconnus représentatifs. Les résultats ainsi obtenus nous ont permis d'estimer par deux méthodes le volume des sédiments lacustres. La première se base sur l'identification et le calcul du volume de chacune des différentes unités constituant l'ensemble des vases tandis que la seconde utilise une relation directe entre l'épaisseur totale des vases et la proportion des sédiments lacustres obtenue par les différentes analyses sédimentologiques précitées. Nous proposons deux valeurs de dénudation spécifique, variant entre 28 et 33 t.km².an⁻¹, qui sont assez proches des valeurs moyennes de production sédimentaire proposées pour l'Europe ou dans des contextes morpho-climatiques semblables.

Mots-clés

Warche, lac de barrage, envasement, érosion des sols, diatomée, susceptibilité magnétique, granulométrie, dénudation spécifique

Abstract

In 2004, the Butgenbach lake reservoir (Warche river) has been emptied for the first time since 1932. The sediments deposited have been studied with a double objective : on the one hand to determine the volume of sediment deposits, and on the other hand to estimate mean soil erosion rate in the catchment. Some five hundreds manual augerings were made using a thin auger (15 mm) throughout the wet and soft sediments (mud) in order to identify the lake deposits that have overlain the previous soft material (flood silts in the flood plain of the river Warche, silty soils on the slopes). Since the expected boundary between both types of materials could not be identified by the naked eye, a qualitative analysis of diatoms, magnetic susceptibility, grain-size distribution and calcination has been made for fifteen thicker cores (3.6 mm across) taken at representative sites. Mean annual area-specific sediment yield amounts to 28 – 33 t.km².y⁻¹

Keywords

Warche river, dam, lake, silting up, sediment yield, diatom, magnetic susceptibility, grain-size, specific sediment yield

I. INTRODUCTION

L'estimation des transports solides évacués en suspension (MES) par les cours d'eau a fait l'objet de nombreuses publications (cf. notamment Batalla *et al.*, 1995 ; Walling & Webb, 1996 ; Maneux *et al.*, 1999 ; Serrat *et al.*, 2001 ; Dumas, 2004 ; Gouze *et al.*, 2008). Ces estimations se basent généralement sur une technique

qui consiste à mettre en relation les concentrations en MES avec les débits et puis à appliquer cette relation à l'ensemble d'une chronique de débit (Bravard & Petit, 1997 ; Gao, 2008). Dans une telle procédure, il existe cependant deux sources d'incertitude : la première a trait à la qualité de la relation concentration-débit, car il arrive fréquemment que les concentrations soient plus importantes à la montée qu'à la décrue et/ou qu'en

régime permanent, de telle sorte que l'on peut avoir des concentrations différentes pour une même valeur de débit. La seconde imprécision résulte de la longueur de la chronique des débits à laquelle on applique cette relation. Parfois, il arrive que seules quelques années ont été prises en considération et on peut dès lors s'interroger sur leur représentativité. Cette deuxième source d'imprécision peut cependant être contournée, en appliquant la relation concentration-débit à une chronique des débits suffisamment longue qui garantit alors la représentativité de la série, mais en supputant que cette relation ne se soit pas modifiée au cours du temps.

En revanche, l'étude de l'accumulation sédimentaire piégée dans des lacs de barrage anthropique présente une meilleure garantie pour l'estimation plus précise du transport et permet donc de quantifier le taux de dénudation à l'échelle des bassins versants considérés (Brazier, 2004). De plus, l'étude des sédiments piégés dans une retenue de barrage vidangée permet d'éclairer la dynamique de sédimentation lacustre ainsi que les variations spatio-temporelles des dynamiques sédimentaires.

Dans ce type d'évaluation, il est nécessaire de faire une distinction entre les lacs naturels et les lacs de barrage. En effet, bien que possédant des similitudes d'un point de vue physique et biologique, des différences majeures doivent être prises en compte (Morris & Fan, 1998). Tout d'abord, il s'agit de la géométrie du plan d'eau, ce qui interviendra dans la production de sédiments à partir des versants de la retenue. En effet, l'édification d'un barrage dans une vallée va souvent donner lieu à un plan d'eau de forme digitée alors que les lacs naturels ont plus généralement une forme ovale (Morris & Fan, 1998). De telle sorte, la longueur du « trait de côte » par rapport à la superficie du plan d'eau est généralement plus importante dans le cas d'un barrage artificiel. Mais la principale différence est la durée de rétention d'eau qui est généralement exprimée comme étant le rapport entre la capacité totale du lac ou de la retenue par rapport à la masse d'eau entrante en une année (Morris & Fan, 1998). Ceci détermine la capacité de piégeage de la retenue, car tous les sédiments entrant dans la retenue ne vont pas nécessairement y sédimenter.

Par ailleurs, le taux de piégeage dépend aussi des mouvements de soutirage par ouverture éventuelle des vannes de fond lorsque ces mouvements existent. Mais d'autres types de courants peuvent également se présenter dans les retenues (Jansson & Erlingsson, 2000 ; Shotbolt *et al.*, 2005). Plusieurs mécanismes peuvent influencer la distribution des sédiments (voire la redistribution de sédiments initialement déposés) dans de petites retenues (Hilton *et al.*, 1986) : (i) le transfert des sédiments des zones peu profondes vers des zones plus profondes sous l'action des vagues périphériques ; (ii) les courants de densité créés par le fluage et le glissement de sédiments le long des versants ; (iii) la redistribution des sédiments lors des

« turnovers » printaniers et automnaux, en relation avec les différences de températures et probablement de la stratification des courants liée à leur densité. Rappelons aussi que, dans notre système morpho-climatique, l'accumulation de la charge de fond sous forme de dépôts deltaïques au débouché des affluents est relativement peu importante par rapport aux sédiments fins qui vont s'accumuler dans l'ensemble de la retenue, car la charge de fond représente moins de 10%, voire même moins de 5% du débit solide total (Reid *et al.*, 1998).

Des estimations de la charge piégée dans des retenues sont couramment effectuées, surtout en milieu semi-aride où le taux de remplissage atteint des valeurs extrêmement élevées, limitant ainsi la durée de vie de ces retenues si des mesures draconiennes ne sont pas prises (Lahlou, 1988 ; Remini *et al.*, 2003 ; Khanchoul *et al.*, 2007). En milieu tempéré océanique, beaucoup moins d'informations sont disponibles. Epinglons l'étude réalisée par Maleval et Jigorel (2002) dans un lac artificiel du Massif Central où ces auteurs ont localisé et analysé des sédiments accumulés depuis 20 ans. Une synthèse de la sédimentation dans des retenues a été effectuée par Verstraeten *et al.* (2006) pour l'ensemble de l'Europe mais, comme le soulignent ces auteurs, pour la Belgique par exemple, il n'existe des valeurs que pour des bassins de rétention de petite dimension (Verstraeten & Poesen, 2000).

C'est ainsi que la vidange complète de plusieurs retenues artificielles situées en Ardenne a permis la caractérisation granulométrique, biologique et magnétique des dépôts sédimentaires accumulés afin d'en déterminer leur épaisseur et leur volume en vue de déterminer les coefficients de dénudation des bassins versants. Par ailleurs, des carottages effectués lors de la mise à sec de ces retenues ont permis de caractériser les sédiments accumulés et d'en faire une analyse assez fine. Pour rappel, le lac de la Gileppe a été vidé en 1978-1979 et celui de Robertville en 1984 et en 2010. L'envasement du premier n'a fait l'objet d'aucune recherche sédimentologique tandis que celui du second a été étudié par Jamar (1985), puis par Strivay (2011). À la faveur de la vidange complète du lac de Butgenbach en 2004, Stasse (2005) puis Benoît (2007) ont réalisé une étude des dépôts mis au jour et leurs principaux résultats sont repris dans le présent article. L'objectif du présent travail est de quantifier le volume des seuls sédiments lacustres conservés dans le fond du lac depuis son origine, ceci afin de proposer un taux d'envasement du lac et un coefficient de dénudation du bassin de la Warche.

Ajoutons enfin que le suivi de la vidange du lac de Robertville, situé quelques kilomètres en aval du barrage de Butgenbach, fera l'objet d'une autre publication où l'origine des sédiments qui colmatent cette retenue sera analysée ainsi que la localisation des zones d'accumulation qui, comme on le verra par la suite, se présente de façon très différente de celle de Butgenbach.

II. MÉTHODES

A. Le lac et son bassin versant

Le barrage qui allait donner naissance au lac de Butgenbach dans la vallée de la Warche a été achevé en 1932 (Figure 1). À plein bord, le lac couvre 120 ha à 550 m d'altitude, sa profondeur maximale est de 23 m au pied du barrage, et il retient 11 millions de m³ d'eau. Son bassin versant s'étend sur 72 km², et les roches qui y affluent consistent essentiellement en schistes et grès de l'Emsien et du Praguien. La désagrégation pédologique de ces roches et la présence généralisée de limon d'origine éolienne périglaciaire dans le bassin constitue une couverture meuble d'épaisseur décimétrique dans laquelle sont développés les sols actuels. Ces matériaux contribuent à alimenter le lac par l'intermédiaire des agents de transport en masse sur les versants, et des affluents souvent intermittents qui se jettent dans le lac.

Il convient de s'attarder un instant sur l'évolution de l'occupation du sol lors des dernières décennies, car son rôle va être déterminant dans la production de sédiments par ruissellement sur les versants et donc dans l'alimentation de la retenue en sédiments. Assani *et al.* (2003) ont suivi l'évolution de l'affectation du sol dans la commune de Bullange qui fait partie du bassin versant direct du lac. Il en ressort que les surfaces réservées aux cultures atteignaient encore 73% du territoire en 1929, mais qu'elles ont pratiquement disparu en 1995 au profit de prairies permanentes (44% en 1995) et de forêts

(55%). Ce glissement généralisé vers l'herbage et la forêt qui contribue à réduire la charge en suspension en protégeant mieux les sols, s'est produit beaucoup plus tardivement dans cette partie de l'Ardenne que dans les autres régions naturelles telles que l'Entre-Vesdre-et-Meuse, le Condroz et même d'autres parties de l'Ardenne (Christians & Daels, 1988).

Conformément à la dynamique deltaïque, à l'endroit des confluences respectives des cours d'eau dans le lac, la fraction caillouteuse des apports se dépose d'abord, tandis que la fraction fine (sable fin, limon et argile) atteint le large pour constituer dans le fond du lac une nappe de consistance boueuse que nous appellerons 'vases' ci-après.

Le paysage du réservoir lacustre vidé est représenté aux figures 2 et 3. On y distingue plusieurs unités qui sont décrites ci-après, du niveau le plus élevé jusqu'au fond :

- la ligne de rivage correspondant au niveau maximal du lac (contact entre végétation et zone caillouteuse) ;
- la zone de marnage résultant de la gestion du niveau du lac dans une tranche d'altitude d'une dizaine de mètres. Ici la matière fine des sols préexistants a été emportée par la houle qui n'a laissé sur place que les cailloux de taille supérieure à sa compétence ;
- les vases qui recouvrent la partie inférieure des versants depuis la zone de marnage, et la plaine alluviale de la Warche ;
- le lit mineur de la Warche qui, sur l'essentiel de son cours est réapparue dans sa position antérieure à la mise sous eau.

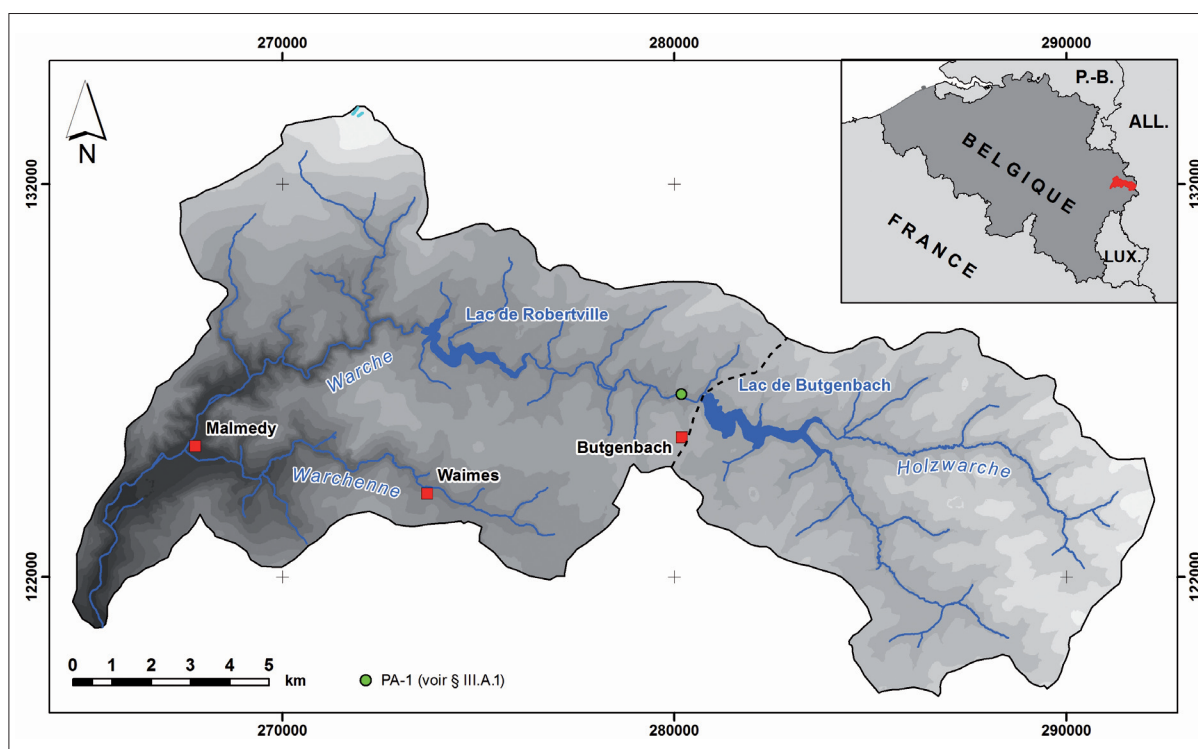


Figure 1. Le bassin versant de la Warche et le lac de Butgenbach

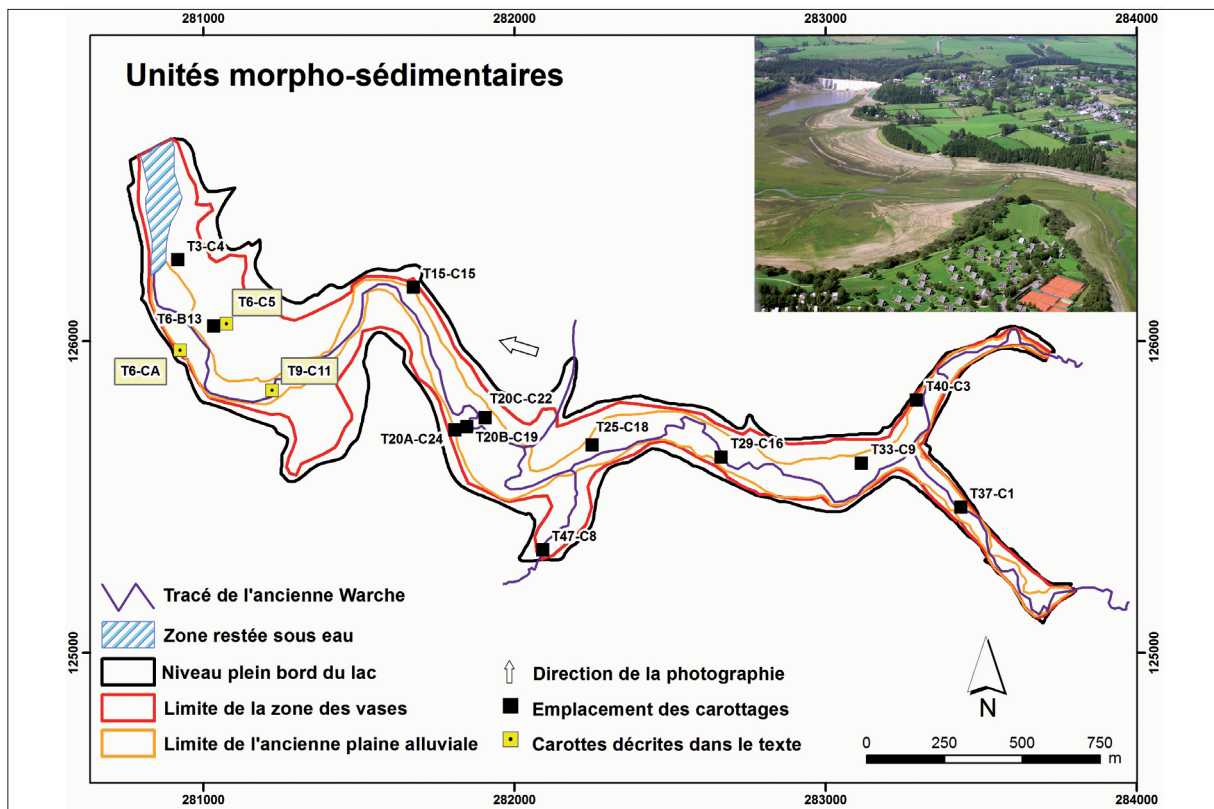


Figure 2. Les unités morpho-sédimentaires du lac de Butgenbach

B. Échantillonnage et caractérisation granulométrique, biologique et magnétique des dépôts sédimentaires

Rappelons qu'un des objectifs poursuivis par cette étude consiste à calculer le volume des sédiments qui se sont déposés dans le lac depuis la mise sous eau ; nous les appellerons ci-après *dépôts lacustres (sensu stricto)*. Pour ce faire, il faut donc éviter de prendre en considération des dépôts fins qui préexistaient dans l'espace du réservoir à savoir : 1) la fraction fine des sols de la zone de marnage qui a été mobilisée vers la partie profonde du lac dès les premières années de gestion du niveau ; 2) la partie des sols des versants constamment inondés, non affectés par l'érosion de la houle, et recouverts par des dépôts lacustres ; 3) les 'limons de crues' de la plaine alluviale de la Warche.

1. Extraction de carottes et échantillonnage

Nous avons mesuré l'épaisseur des vases en y enfonçant manuellement une gouge de 15 mm de diamètre jusqu'au niveau de refus constitué selon les endroits par le manteau de désagrégation de la roche en place dans les sols de versants ou par le gravier de la plaine alluviale de la Warche dans le fond de la vallée. Ces mesures ont été réparties en une cinquantaine de transects transversaux espacés d'une centaine de mètres et le long desquels les sondages ont été effectués tous les 10 à 15 m. Cinq cent trente quatre endroits ont ainsi été sondés avec une den-

sité de 5 points à l'hectare pour l'ensemble du lac et de 8 points à l'hectare, si l'on ne considère que la surface où des vases sont présentes. L'espoir initial était d'identifier à l'œil nu l'horizon humifère anthropique (Ao) des sols enfouis de l'ancienne plaine alluviale et des versants, de façon à mesurer l'épaisseur des seuls dépôts lacustres sus-jacents. Toutefois, il a fallu constater l'impossibilité d'identifier le contact recherché, notamment en raison de l'altération chimique subie sous eau en 72 années par les dépôts pré-lacustres.

Des carottes de diamètre plus large (36 mm) ont alors été prélevées dans autant de gouges en plastique dur, le long des transects représentatifs, pour être soumises à des analyses de laboratoire. Des séquences de sols de versants et de berges de la plaine alluviale ont été étudiées de la même façon pour servir de moyen de comparaison.

Les carottes ont été découpées en segments de 4 à 8 cm de longueur en respectant les contacts lithologiques éventuellement visibles à l'œil nu. Chaque segment a été épluché de façon à être débarrassé d'une pellicule polluée provenant du frottement sur le tube de prélèvement. De chaque segment, des échantillons ont été prélevés pour l'analyse granulométrique et pour le comptage des diatomées ; le reste a été séché à l'étuve. De ce matériau sec, 1 à 2 g ont été prélevés pour être soumis à la perte au feu, le reste a été utilisé pour la mesure de la susceptibilité magnétique.

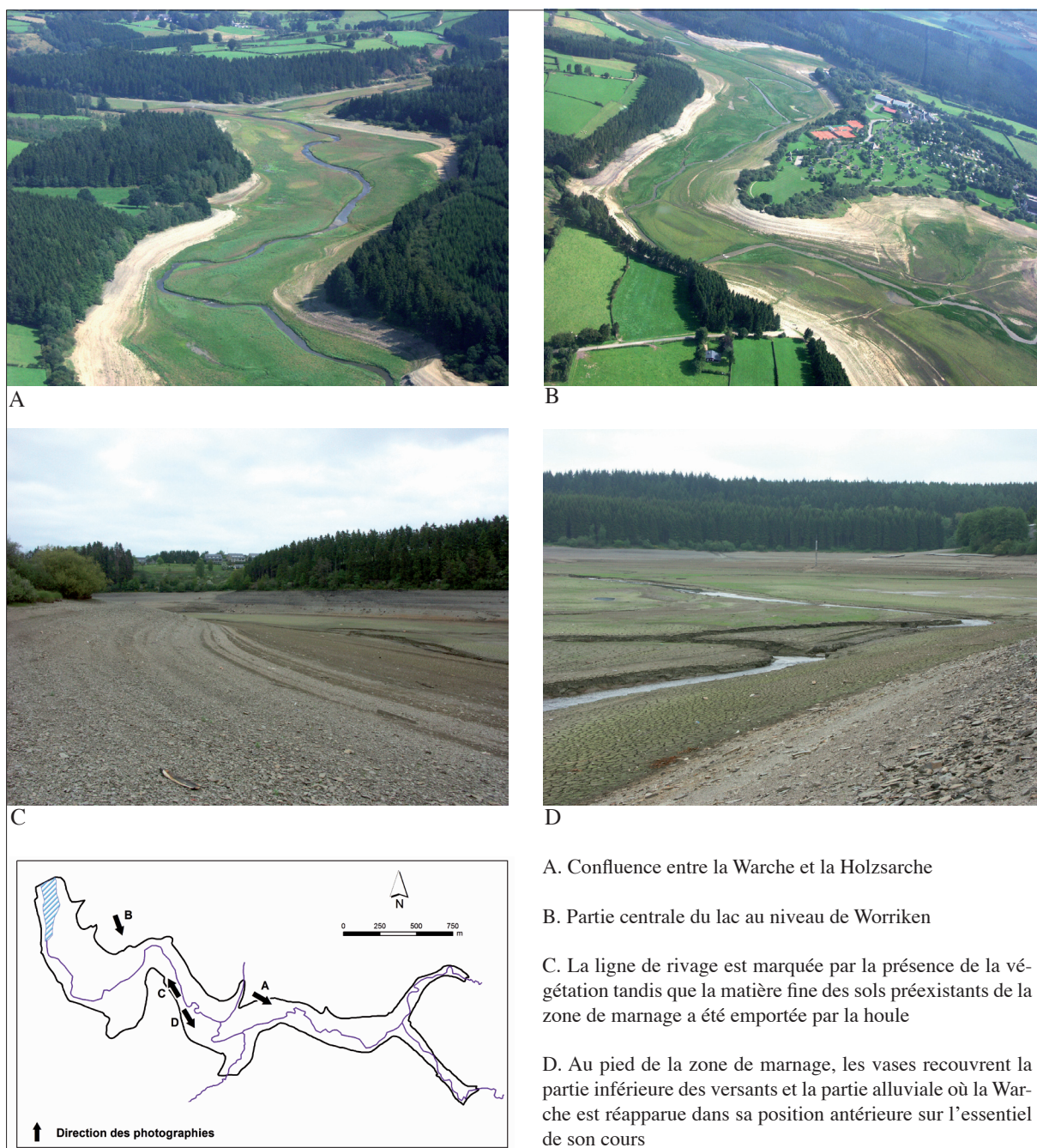


Figure 3. Paysages du réservoir après sa vidange

2. Caractérisation granulométrique des dépôts sédimentaires

La granulométrie a été réalisée systématiquement avec l'espoir que les dépôts lacustres présenteraient une granularité différente de celle des limons de crues ou les limons des sols de versants sous-jacents. La fraction supérieure à $63\mu\text{m}$ a été traitée par tamisage sous eau. Un petit agglomérat de la fraction inférieure à $500\mu\text{m}$ du même échantillon a été traité dans un granulomètre laser Malvern Mastersizer 2000. Les deux distributions ont été combinées sur la base de la superposition des distributions entre 500 et $63\mu\text{m}$.

3. Caractérisation biologique des dépôts sédimentaires

L'hypothèse de travail consiste à supposer que les parts de matières organiques sont différentes : 1) dans les sols ; 2) les matériaux qui dans le lac sont issus de la zone de marnage ; 3) les dépôts lacustres (eau stagnante) ; 4) les limons de crue (eau courante). Dès lors, des calcinations ont été réalisées systématiquement à 500°C sur 1 à 2g d'échantillons préalablement séchés à l'étuve et broyés.

Les diatomées d'eau courante sont benthiques donc fixées au substrat et se développent en abondance toute

l'année, principalement au printemps et à l'automne sous nos latitudes. Par fort débit ou une fois mortes, elles sont emportées vers l'aval et peuvent alors flotter un moment dans les eaux stagnantes : elles appartiennent alors au tytoplancton. Une partie de celui-ci se dépose sur la plaine alluviale lors de crues. Les diatomées d'eau stagnante sont planctoniques et appartiennent à des taxons différents ; une fois mortes, elles se déposent au fond des réservoirs avec les sédiments.

Une première recherche a montré que les diatomées étaient bien conservées et en quantités importantes dans les vases supérieures du fond du réservoir. Une carotte a été prélevée dans un site où les vases sont particulièrement épaisses (156 cm de vases dont 73 cm de dépôt lacustre) de façon à identifier les taxons et réaliser des relevés semi-quantitatifs, dans le but d'étudier l'évolution de la qualité des eaux sensées être oligotrophes au départ (Ardenne, socle du Dévonien inférieur) puis manifestation de plus en plus eutrophisées par le développement de l'habitat et du tourisme, ainsi que par le changement des pratiques agricoles (Leclercq & Ntislidou, 2009). Les résultats détaillés de cette recherche seront publiés ultérieurement (Leclercq & Ntislidou, en préparation). Pour résoudre le problème abordé ici, il fallait étudier un très grand nombre d'échantillons (environ 150 en un temps court), si bien qu'une méthode rapide de comptage a été mise au point avec pour seul objectif de distinguer les vases contenant des diatomées (eaux courantes ou stagnantes) des autres stériles en la matière.

Plusieurs essais ont conduit à la mise au point de la procédure suivante conduisant à n'avoir à compter que quelques dizaines de diatomées sur les lames : 1) dispersion de 500 mg d'échantillon dans 8 cc d'eau chaude dans un tube à essai pendant une quinzaine de minutes (bain marie) ; 2) agitation manuelle et après cessation de la turbulence, décantation pendant 12 minutes pour se débarrasser des particules minérales de plus de 20 μm ; 3) à l'aide d'une micropipette calibrée (VWR Signature Pipettor, VE2/V2), prélèvement de 0,01 μl à 15 mm de profondeur dans la suspension, et étalement de la goutte sur un porte objet ; 4) comptage au microscope de toutes les diatomées sans distinction des taxons.

Il convient de mentionner que cette méthode conduit évidemment à la perte de diatomées, et notamment des plus volumineuses. Elle ne peut servir à aborder des problèmes environnementaux. Les nombres de diatomées rapportés dans les figures qui suivent n'ont de signification qu'en relation avec le présent mode opératoire.

4. Caractérisation magnétique des dépôts sédimentaires

L'intérêt des résultats de mesures de la susceptibilité magnétique obtenues dans d'autres milieux, et notamment pour la reconnaissance des paléosols dans le loess (ex : en Chine, Han *et al.*, 1996) nous a incités à appliquer cette méthode au cas présent. L'appareil est un pont à induction Kappabridge KLY-3. Pour chaque échantillon :

1) le poids sec a été mesuré ; 2) trois mesures de susceptibilité magnétique ont été effectuées ; 3) la moyenne des trois valeurs a été divisée par le poids pour obtenir la susceptibilité massique des échantillons (exprimée en m^3/kg).

C. Méthodes d'estimation du volume des sédiments dans le lac et de taux de dénudation

En ce qui concerne l'estimation du volume total des vases, deux approches ont été retenues. La première, très simplificatrice, est obtenue en multipliant la superficie de la courbe enveloppe des valeurs obtenues grâce aux mesures de refus de gouge par la moyenne des profondeurs obtenues.

La seconde estimation, plus précise, est obtenue par l'interpolation (Triangulated Irregular Network) des valeurs de profondeurs. La courbe enveloppe des PME (points de mesures des épaisseurs, refus de la gouge au contact du cailloutis) est utilisée comme polygone externe (*hard clip polygon*) auquel est attribué une valeur nulle. Le tracé simplifié de la rivière actuelle est utilisé comme *breakline (hard line)* afin de forcer l'interpolation entre les transects. En effet, la distance entre ceux-ci est près de 10 fois supérieure à la distance entre les points de mesure situés le long d'un même transect, ce qui risque de biaiser totalement l'interpolation.

III. RÉSULTATS

A. Les terrains de références

Il s'est agi d'appliquer à des sols de versants et des limons de crues de la plaine alluviale les mêmes techniques d'analyse que celles appliquées aux vases du réservoir, de façon à identifier la base des dépôts lacustres dans chaque carotte.

1. Limons de crues de la plaine alluviale

Des berges du lit mineur de la Warche ont été étudiées à l'amont et à l'aval du lac. Les résultats obtenus sont représentés par le cas d'une berge située à l'aval du barrage une centaine de mètres plus bas que le pont de la RN.647 sur la Warche (localisation sur la figure 1). Les dépôts de crues ont 80 cm d'épaisseur, et à cette profondeur, ils reposent sur le cailloutis de lit mineur de la Warche. Les 'limons de crues' sont présents à tous les niveaux de la berge, mais de 20 à 40 cm de profondeur une charge de gravillon s'y ajoute. Un sol est développé dans la partie supérieure (Figure 4).

La granularité des limons de crues se présente de la façon suivante : 1) elle est systématiquement inférieure à $\Phi 0$ (1 mm) ; 2) la distribution est unimodale avec un mode à $\Phi 5$ (32 μm). L'asymétrie est négative. La fraction limoneuse est dominante (~72% entre $\Phi 4$ et $\Phi 9$) ; elle est accompagnée de ~25% de sable très fin à grossier, et de ~3% d'argile.

Les diatomées sont absentes dans le sol, mais présentes en faible quantité plus bas, ce qui est en relation avec des zones qui ont pu retenir de l'eau stagnante : zones inondées en période de crues, petites dépressions, méandres recoupés,...

La susceptibilité magnétique est plus élevée dans les horizons pédologiques supérieurs, comme c'est généralement le cas dans les sols et paléosols des limons de moyenne Belgique (Hus & Geeraerts, 1999).

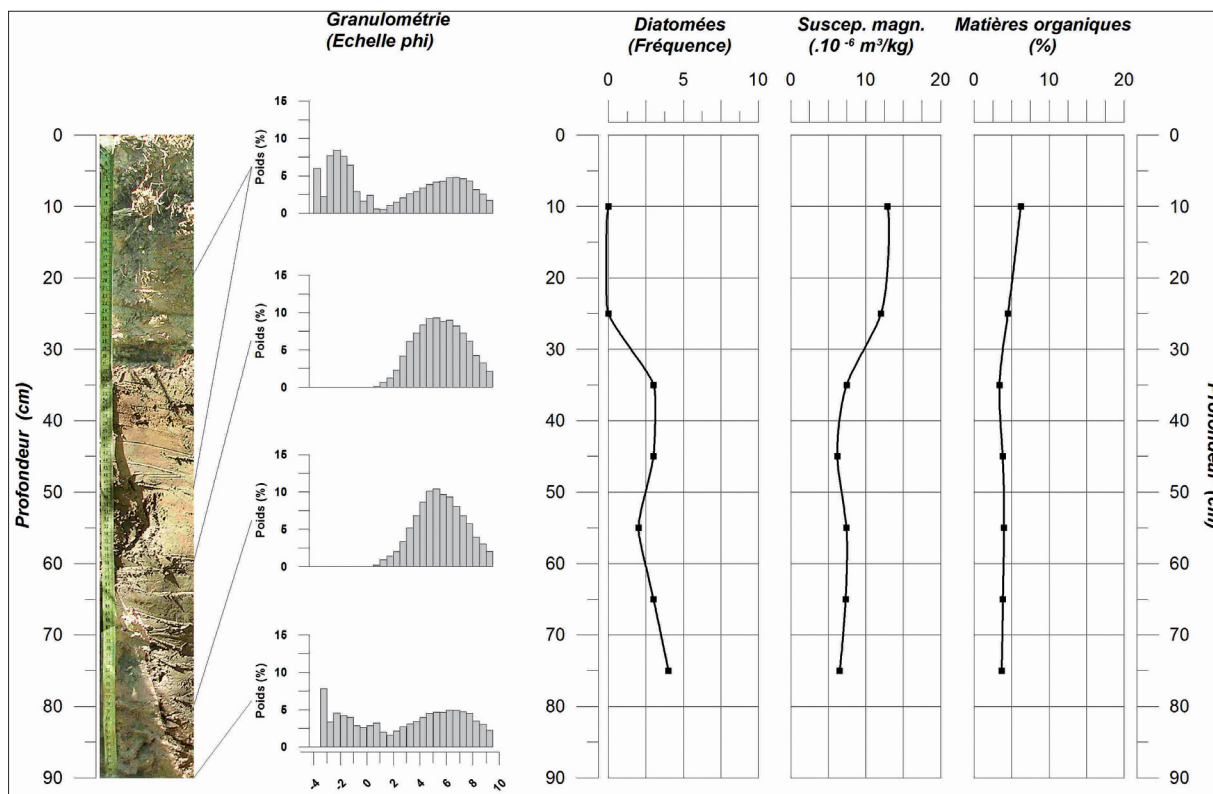


Figure 4. Propriétés sédimentologiques de dépôts de la plaine alluviale de la Warche dans une berge du lit mineur (PA1)

2. Sols de versant

Pour estimer la contribution de la couverture meuble qui existait dans la zone de marnage avant la mobilisation de sa fraction fine vers le fond du lac, des sols actuels ont été examinés dans le but de déterminer la part de sédiment fin qu'ils contiennent. Cinquante et une mesures de l'épaisseur du sol ont été effectuées tous les 200 m le long des 11,5 km de berge de la retenue. Ces mesures ont été obtenues soit par enfoncement d'une gouge, soit par mesure directe lorsque la berge présentait une coupe franche. L'épaisseur moyenne est de 38 cm. La part des sédiments fin ($<500 \mu\text{m}$), estimée à 50%, a été mesurée par décantation sur quatre échantillons.

B. Identification des dépôts lacustres

L'épaisseur des dépôts lacustres a été recherchée dans 15 carottes dont nous présentons ci-après trois exemples choisis dans des sites représentatifs de chaque unité morpho-sédimentaire : 1) dans la partie centrale de la plaine alluviale ; 2) dans la plaine alluviale au pied d'un versant en forte pente ; 3) sur la partie inférieure d'un versant en faible pente.

1. Site 1

Le site est dans la partie centrale de la plaine alluviale, 900 m à l'amont du barrage (localisation sur la figure 2, T9.C11).

De 0 à 25 cm, le sédiment est du limon (~86% de Φ_9 à Φ_4), sableux (~8% de Φ_4 à Φ_0) et argileux (~6% $> \Phi_9$). La distribution est unimodale (mode : $\sim 10 \mu\text{m}$) et l'asymétrie négative. Les diatomées sont fréquentes à tous les niveaux, et la susceptibilité magnétique est élevée (~45 u). Les matières organiques représentent 10 à 15% de la masse, et elles sont distribuées de façon homogène.

De 25 cm à 105 cm, la granularité est variable avec notamment la présence de gravillon. De 25 à 50 cm, la susceptibilité magnétique et la part de matières organiques est un peu plus élevées que plus bas (Figure 5).

Les dépôts lacustres sont limités aux 25 cm supérieurs. Sous 25 cm, la présence généralisée de gravillon atteste un dépôt de plaine alluviale dont les horizons pédologiques peuvent être identifiés par une susceptibilité magnétique et une part de matières organiques un peu plus élevées que plus bas.

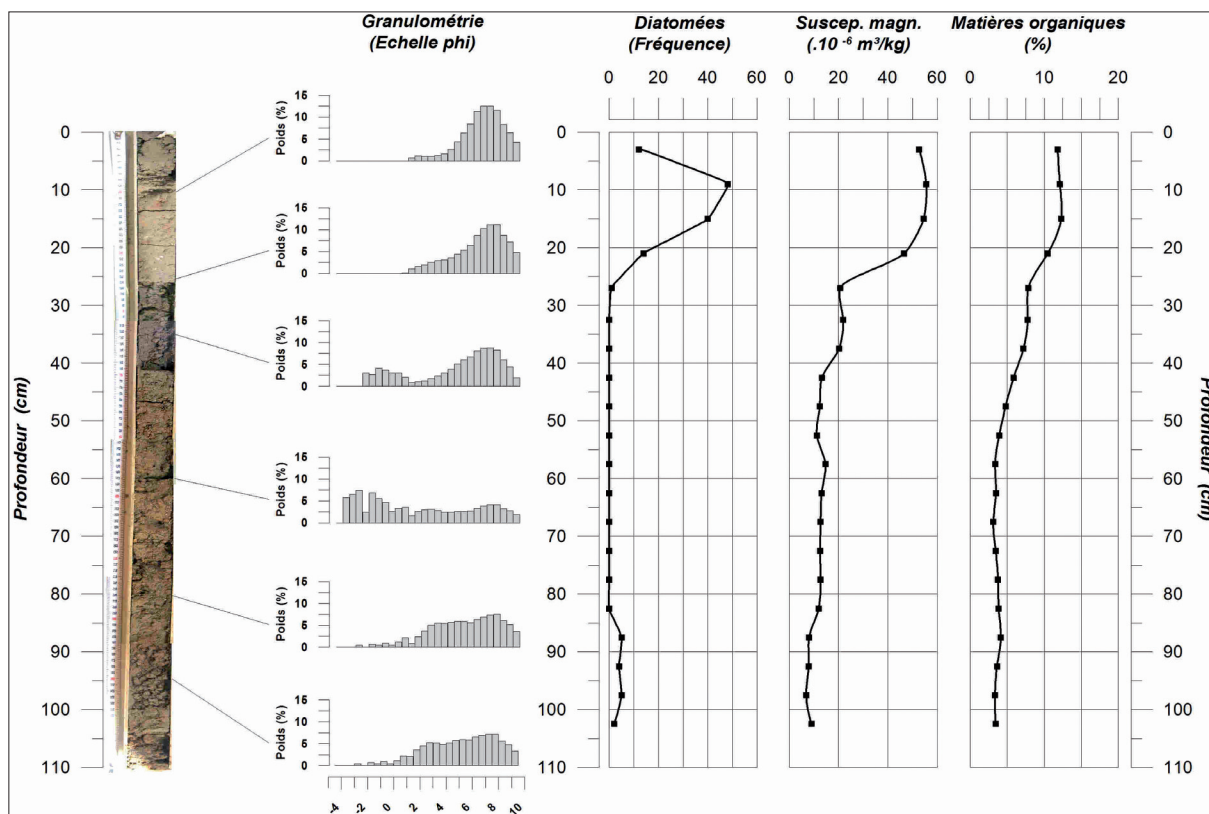


Figure 5. Propriétés sédimentologiques de dépôts lacustres reposant sur la partie centrale de la plaine alluviale (T9.C11)

2. Site 2

Le site est le pied d'un versant en pente forte (30° et localement plus) sur le flanc gauche du lac, 600 m à l'amont du barrage (voir localisation sur la figure 2, T6.CA).

De 0 à 75 cm, le sédiment est du limon (~74% de Φ_9 à Φ_4), sableux (~13% de Φ_4 à Φ_0) et argileux (~3% > Φ_9). La distribution est unimodale (mode : ~10 μm) et l'asymétrie négative. Les diatomées sont fréquentes à tous les niveaux, et la susceptibilité magnétique est élevée (~45 u). Les matières organiques représentent environ ~15% de la masse, et elles sont distribuées de façon homogène.

De 75 cm à 95 cm, la granularité est identique à celle des vases supérieures, mais les diatomées sont absentes, la susceptibilité magnétique très faible et la part de matières organiques un peu plus élevée (~15%).

De 95 cm à 147 cm, la particularité du sédiment tient à sa richesse en matières organiques (25 à 90%) qui se manifeste aussi bien par des lamines tourbeuses que par des macro-restes végétaux ; le carottier a été enfoncé jusqu'à 2 m, mais la base de la carotte consistait en humus trop fluide pour être fixé dans le carottier. Les diatomées sont absentes et la susceptibilité magnétique très faible (<5 u) (Figure 6).

Les vases inférieures (de 200 cm à 75 cm) doivent être le produit du remaniement de la couverture de la zone de marnage où la houle a mis en suspension d'abord

l'humus du sol et ses macro-restes végétaux, puis la fraction fine minérale du même sol. Dans l'ensemble, ces matériaux ont été déposés en position inversée au pied du versant immergé. Ce processus a dû avoir lieu en un temps court (un minimum d'années) empêchant ainsi les diatomées de s'ajouter de façon perceptible. Seules les vases de 75 cm jusqu'à la surface du dépôt constituent les dépôts lacustres s.s.

3. Site 3

Le site est sur la partie inférieure du versant droit en faible pente, 600 m à l'amont du barrage (voir localisation sur la figure 2, T6.C5).

De 0 à 37 cm, le sédiment est du limon (~88% de Φ_9 à Φ_4), sableux (~9% de Φ_4 à Φ_0) et argileux (~3% > Φ_9). La distribution est unimodale (mode : ~10 μm), et l'asymétrie négative. Les diatomées sont fréquentes à tous les niveaux, et la susceptibilité magnétique est élevée (25 à 65 u). Les matières organiques représentent ~13% de la masse, et présentent un pic ponctuel à la base de ce niveau.

De 37 cm à 85 cm, le sédiment est du limon (~83% de Φ_9 à Φ_4), sableux (16% de Φ_4 à Φ_0) et argileux (~7% > Φ_9). La distribution est unimodale (mode : ~6 μm) et l'asymétrie négative. Les diatomées sont absentes. La susceptibilité magnétique est très faible (<10 u). La part des matières organiques est ~5% dans les 20 cm supérieurs et <5% plus bas (Figure 7).

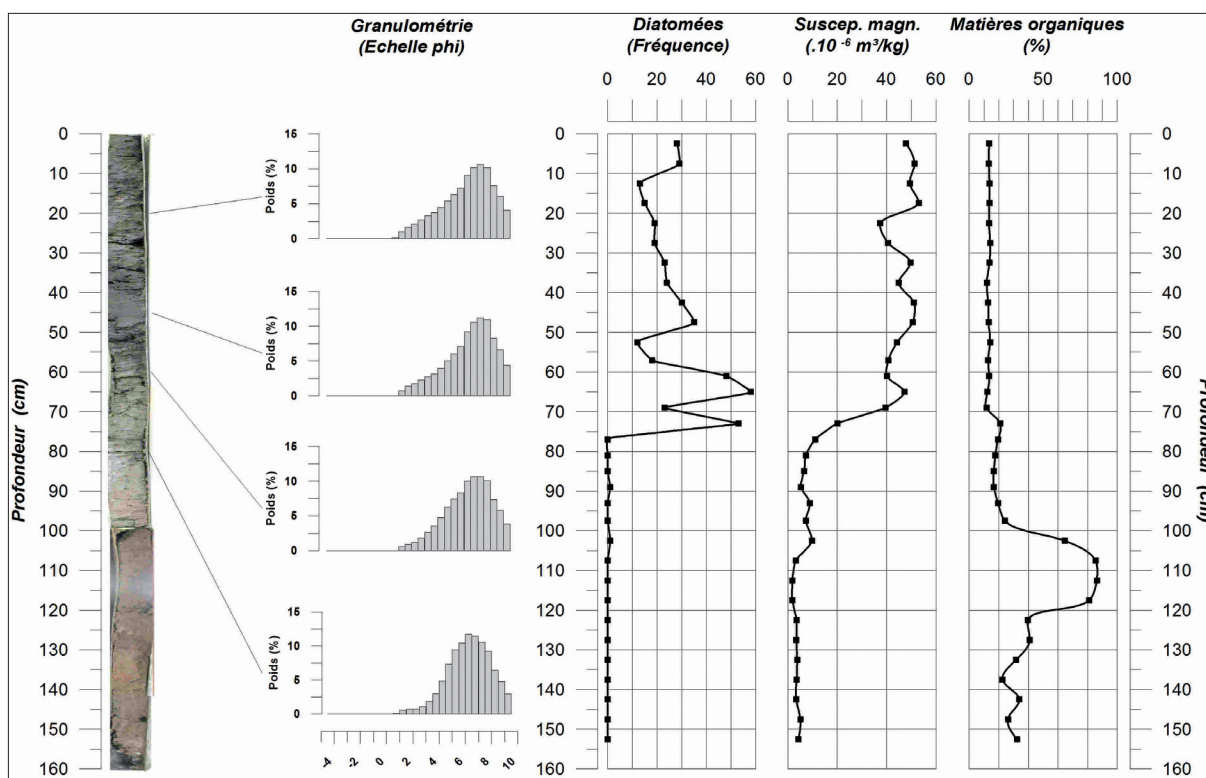


Figure 6. Propriétés sédimentologiques de dépôts lacustres reposant sur la partie marginale de la plaine alluviale au pied d'un versant de forte pente (T6.CA)

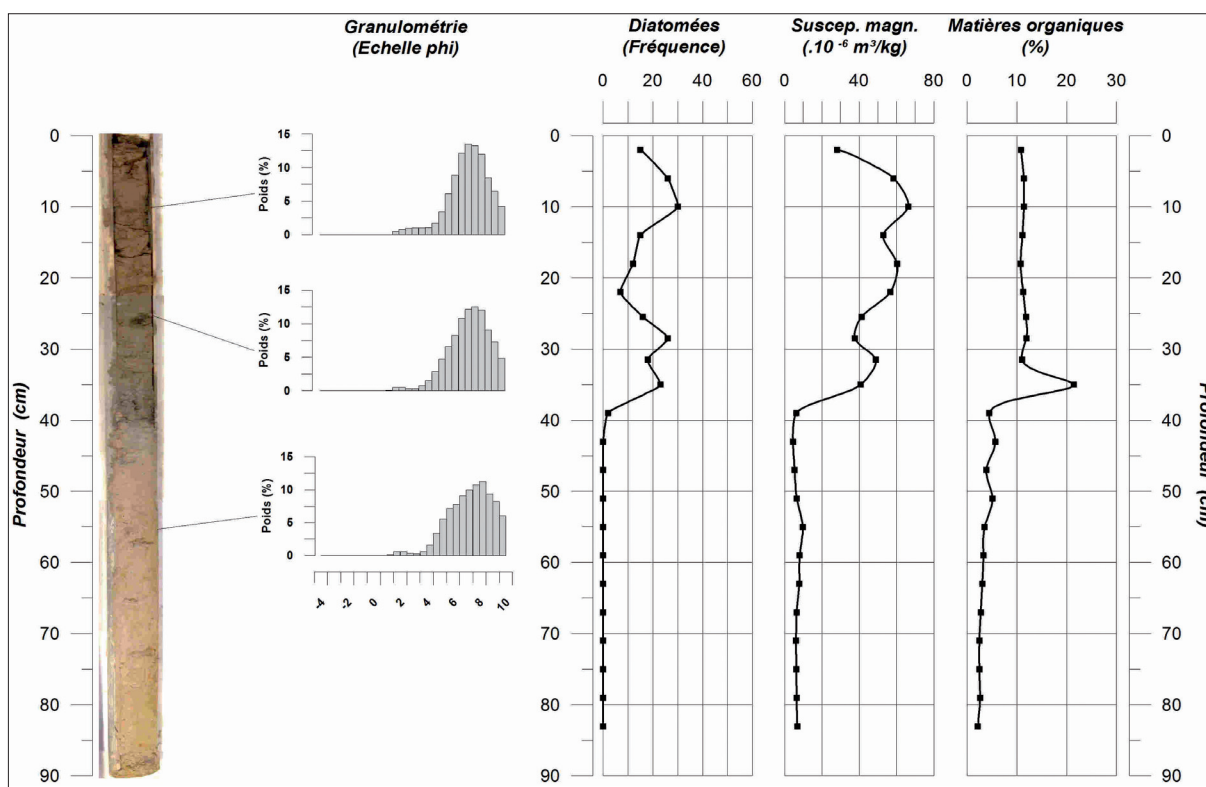


Figure 7. Propriétés sédimentologiques de dépôts lacustres reposant sur la partie inférieure d'un versant en faible pente (T6.C5)

Les vases supérieures (0 à 37 cm) sont les seules qui contiennent des diatomées ; leur susceptibilité magnétique est élevée. Elles doivent constituer le seul dépôt lacustre s.s.

Par contre, les vases sous 37 cm devraient appartenir au sol de versant dont l'horizon humifère (pic de matières organiques ~35 cm) serait resté exposé pendant quelques années au dépôt de diatomées en raison de sa stabilité relative sur une pente faible.

C. Extension de la méthode à l'ensemble des carottes

En analysant les 15 carottes extraites de la même manière, on constate ce qui suit.

1. Les diatomées

Elles sont abondantes dans les vases supérieures et absentes dans les vases inférieures avec un changement net qui doit correspondre à la limite entre les *dépôts lacustres s.s.* et les autres sous-jacents.

2. La susceptibilité magnétique

Elle est aussi nettement plus élevée dans les segments où les diatomées sont abondantes et inversement. Cet état de fait n'est pas connu comme critère de distinction de dépôts lacustres. En conséquence, des analyses minéralogiques par diffraction X ont été effectuées sur un échantillon lacustre et un échantillon non-lacustre dans le but de mettre en évidence l'une ou l'autre propriété qui influencerait les valeurs de susceptibilité magnétique enregistrées. Les deux échantillons sélectionnés appartiennent à la carotte T3.C4, le premier vient de la profondeur 6-12 cm et présente une susceptibilité magnétique élevée, le deuxième vient de 92-98 cm, et renvoie à une faible valeur de susceptibilité magnétique.

Cependant, aucune différence significative n'a pu être mise en évidence entre les deux spectres de diffraction qui contiennent le quartz, le mica et la chlorite. L'échantillon lacustre est seulement un peu plus riche en quartz, ce qui n'explique pas le contraste des mesures. Le diffractogramme de poudre n'amène pas d'avantage d'information. La magnétite ou l'hématite, généralement responsables de valeurs plus élevées de susceptibilité magnétique, ne sont pas nettement exprimées dans l'échantillon lacustre. Toutefois, un peu de chlorite peut être observée parmi les minéraux argileux. Les raisons pour lesquelles la mesure de susceptibilité magnétique nous renseigne si bien entre les dépôts de type fluviatile et de type lacustre restent donc à trouver. Il est à noter que de très faibles proportions de minéraux ferromagnétiques (difficiles à déceler en DRX) peuvent influencer fortement le signal de susceptibilité (Devleeschouwer *et al.*, 2010 ; Riquier *et al.*, 2010). Il faut signaler aussi que plusieurs auteurs (Mabille & Boulvain, 2007 ; Da Silva & Boulvain, 2003 ; Babek *et al.*, 2010) ont proposé que toutes choses étant égales, l'hydrodynamisme exerce un

contrôle important sur les valeurs de susceptibilité, ces valeurs étant en général plus élevées dans un environnement plus calme.

3. La granularité

La sédimentation est assez homogène dans la retenue de Butgenbach. On atteint 1,2 m d'épaisseur (totale) à proximité du mur du barrage (carotte T3), 1,6 m en plein milieu de la retenue (T20 et T25) mais seulement 0,7 m et 0,8 m, en amont au débouché des affluents. Traduit en taux de sédimentation annuel, ceci nous fournit les valeurs suivantes 0,43 cm/an au pied du barrage (T3), 1,5 cm/an au milieu de la retenue (T20 et T25) et seulement 0,43 cm/an dans la partie amont. Ces valeurs sont légèrement supérieures à celles obtenues dans le Massif central mais restent du même ordre de grandeur. C'est la localisation des dépôts qui diffèrent et, de plus, on n'observe pas de localisation préférentielle de ces dépôts.

Nous avons représenté la distribution granulométrique des échantillons selon un diagramme de type C/M (Passega, 1964) (Figure 8). Afin de s'assurer au mieux des modes de sédimentation, seuls les échantillons de surface, considérés comme lacustres, et de profondeurs (hors refus), considérés comme fluviatiles, ont été conservés. Tous les points représentés ont également été différenciés selon la distance aux affluents. Cette représentation est peu convaincante. Seul un groupe de valeur présentant des D_{99} élevés (entre 4.000 et 15.000 microns) et des D_{50} faibles (moins de 25 microns) se détache. Il comprend majoritairement des sédiments fluviatiles actuels ou passés, proches des tributaires. On note aussi que la majorité des points (tant lacustres que fluviatiles anciens) se situent largement au-dessus de la zone pélagique du diagramme initial de Passega (segment T-S). En revanche, si l'on considère l'image CM de Passega mise en évidence pour l'Ardenne (Houbrechts, 2005), les points envisagés ci-dessus se disposent de façon plus cohérente. Précisons en outre que Houbrechts n'a pas mis en évidence de dépôts dits pélagiques dans les rivières ardennaises car les conditions hydrodynamiques y sont trop élevées, même en marge des plaines alluviales lors de crues débordantes.

Nous avons également cherché à observer une différenciation granulométrique longitudinale dans la retenue (Figure 9). Les D_{50} de surfaces et de profondeurs montrent une très grande homogénéité (entre ~10 et ~30 microns) à l'exception d'un point (T47.C48 en surface) prélevé à la limite d'un petit affluent. En revanche, on observe une différenciation des D_{99} de surfaces et de profondeurs pour la moitié des échantillons, sans pour autant discerner une quelconque évolution longitudinale. Cette évolution des D_{99} pourrait éventuellement être mise en relation avec la présence des tributaires mais le nombre d'observations est trop restreint et ne permet pas de tirer des conclusions tangibles.

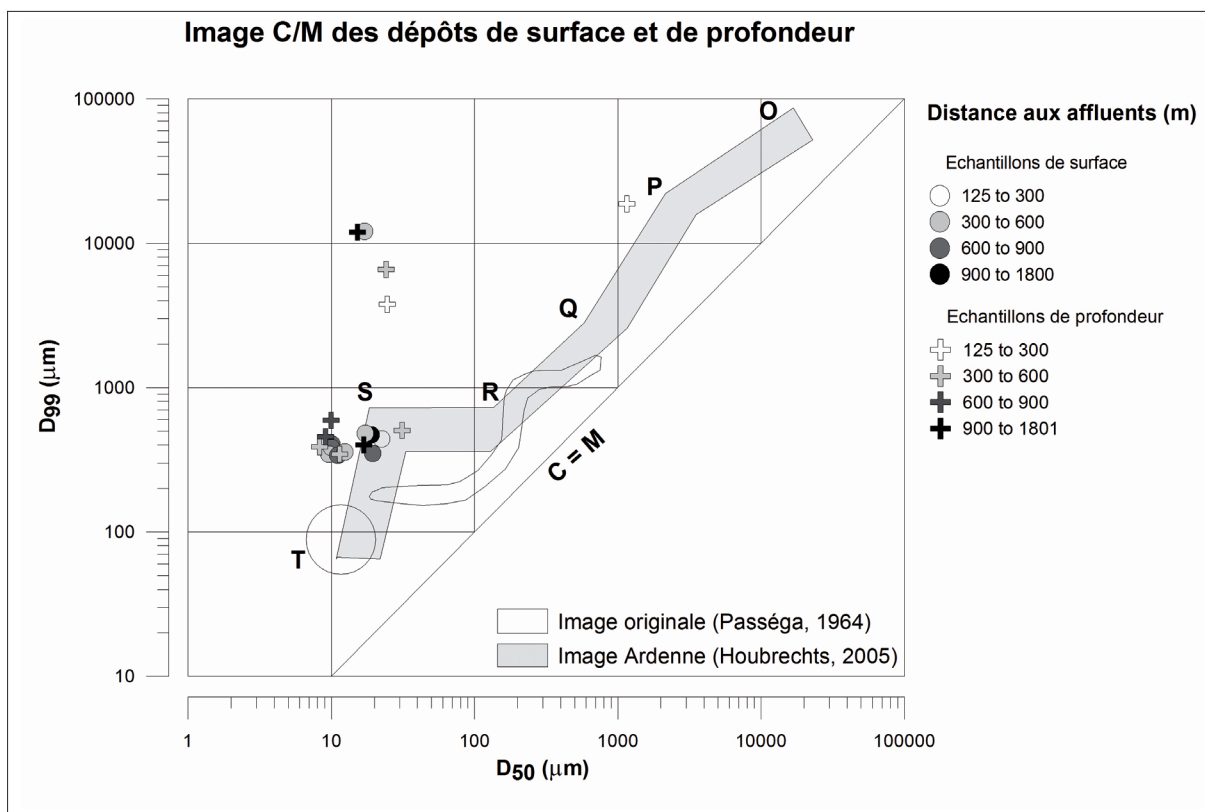


Figure 8. Distribution granulométrique selon un diagramme C/M

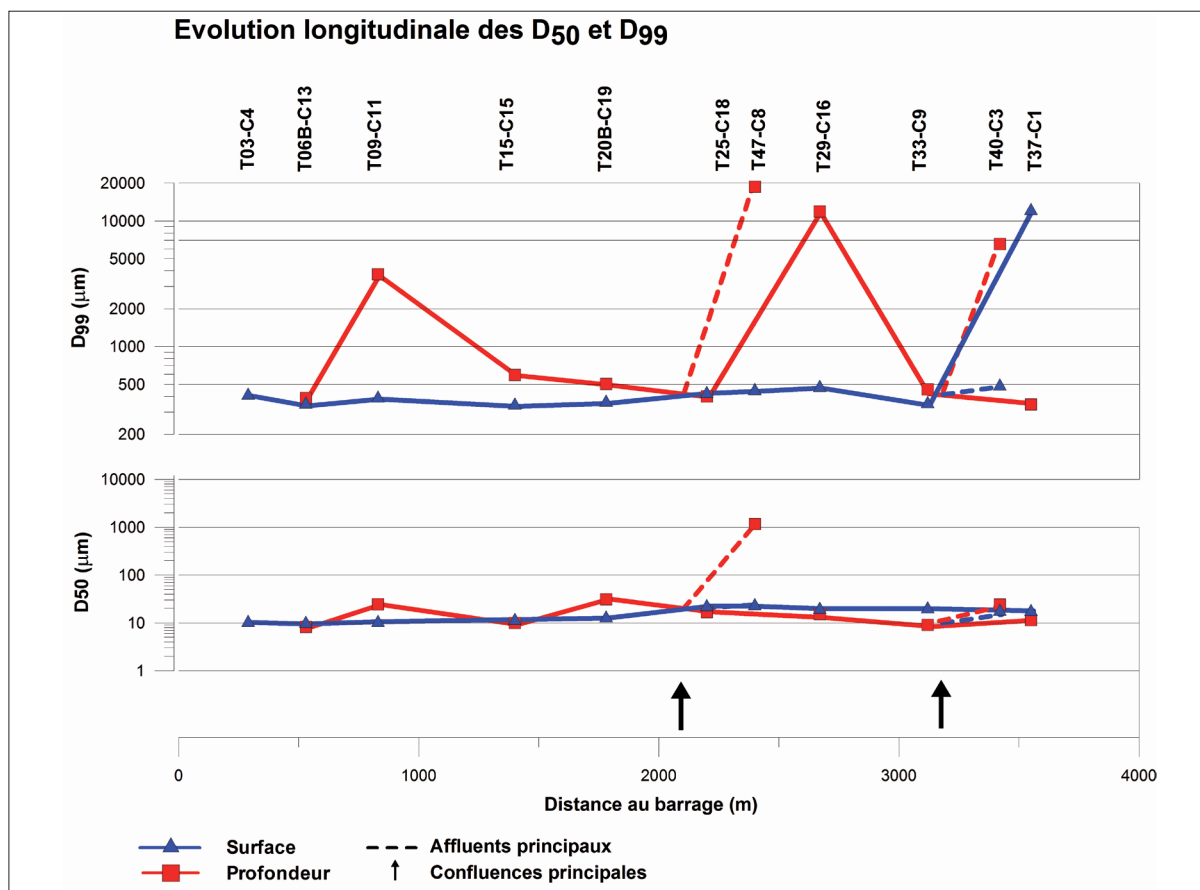


Figure 9. Variation longitudinale de la granularité des vases dans le réservoir

4. La distribution des matières organiques

Les macro-restes végétaux et les lamines de tourbe sont souvent plus fréquents dans les vases inférieures et notamment à proximité des versants. Cela indiquerait qu'il s'agit en général des produits de mobilisation de la couverture meuble de la zone de marnage et plus particulièrement de son humus et de ses débris végétaux.

Les courbes de calcination montrent des distributions régulières dans les vases supérieures (5% à 15% selon les sites) ; les pics sont toujours dans les vases inférieures et distribués de façon irrégulière de la même façon que les macro-restes.

D. Volume estimé des dépôts sédimentaires dans le lac et taux de dénudation estimé

L'épaisseur des dépôts lacustres par rapport à l'ensemble des vases est représentée dans le tableau 1. L'épaisseur moyenne de la vase lacustre est de 52 cm ce qui correspond à un envasement de 0,72 cm/an. Les valeurs ponctuelles varient de 20 à 155 cm, soit un envasement compris entre 0,27 et 2,15 cm/an.

1. Volume total des vases

Les mesures à la gouge jusqu'au niveau de refus ont permis la réalisation d'une carte d'épaisseur des vases (Figure 10).

L'estimation du volume total des vases a été obtenue selon deux approches (cf. C.). La première est obtenue en multipliant la superficie de la courbe enveloppe des valeurs des 534 mesures de refus de gouge (815.450 m², B)

(Tableau 2) par la moyenne des profondeurs ainsi obtenues (0,72 m). Mais, dans notre cas, ce volume (587.125 m³) est surestimé, car la distribution des points est largement asymétrique (elle comporte en effet beaucoup de faibles valeurs de profondeur).

Le volume obtenu par interpolation directe des valeurs est de 411.700 m³ (B'). Notons cependant qu'une superficie d'environ 18.000 m² (moins de 1,7 % de la superficie totale) est restée immergée à proximité du barrage (cf. figure 2) empêchant d'y procéder à la mesure à la gouge. Elle correspond à l'entonnoir de vidange de la vanne de fond. Comme la sédimentation doit donc y être très faible, cette zone n'a pas été prise en compte dans les différents calculs.

2. Volume des dépôts lacustres

Afin de calculer le volume des seuls sédiments lacustres, deux méthodes ont également été utilisées.

Première méthode

La première est basée sur l'identification et le calcul du volume des différentes unités constituant l'ensemble des vases ; elle est présentée en suivant les étapes ci-dessous (Figure 11 et Tableau 2) :

- (i) On observe, entre la limite au plein bord du lac et la zone des vases, une bande décapée de sa matière fine où le sédiment est caillouteux et principalement sec (cf. figure 2). Cette zone correspond à la zone de marnage liée à la gestion du lac, marnage qui peut atteindre une dizaine de mètres de dénivelé. Le volume de matière de cette zone doit être estimé afin d'être soustrait des vases, car il ne participe pas à la sédimentation lacustre en tant que telle. La superficie de cette zone a été mesurée par

Tableau 1. Épaisseur des dépôts lacustres dans 15 carottes pour lesquelles il existe (in Benoit, 2007) des figures identiques aux figures 4 à 7 ci-dessus

Carotte	Ep. lacustre (cm)	Ep. total vases	% lacustre	Envasement lacustre annuel (cm/an)	Localisation
T3.C4	32	116	27,59	0,44	Partie inférieure du versant
T6.CA	75	155	48,39	1,04	Sur plaine alluviale
T6.B13	18	77	23,38	0,25	Partie inférieure du versant
T6.C5	37	85	43,53	0,51	Partie inférieure du versant
T9.C11	25	105	23,81	0,35	Sur plaine alluviale
T15.C15	67	108	62,04	0,93	Partie inférieure du versant /PA
T20A.C24	40	115	34,78	0,56	Sur plaine alluviale
T20B.C19	132	157	84,08	1,83	Sur plaine alluviale
T25.C18	155	155	100,00	2,15	Sur plaine alluviale
T29.C16	47	71	66,20	0,65	Sur plaine alluviale
T33.C9	27	76	35,53	0,38	Sur plaine alluviale
T37.C1	40	80	50,00	0,56	Bordure PA/versant
T40.C3	15	110	13,64	0,21	Sur plaine alluviale
T47.C8	20	96	20,83	0,28	Sur plaine alluviale
<i>Moyennes</i>	<i>52,1</i>	<i>107,6</i>	<i>48,47</i>	<i>0,72</i>	

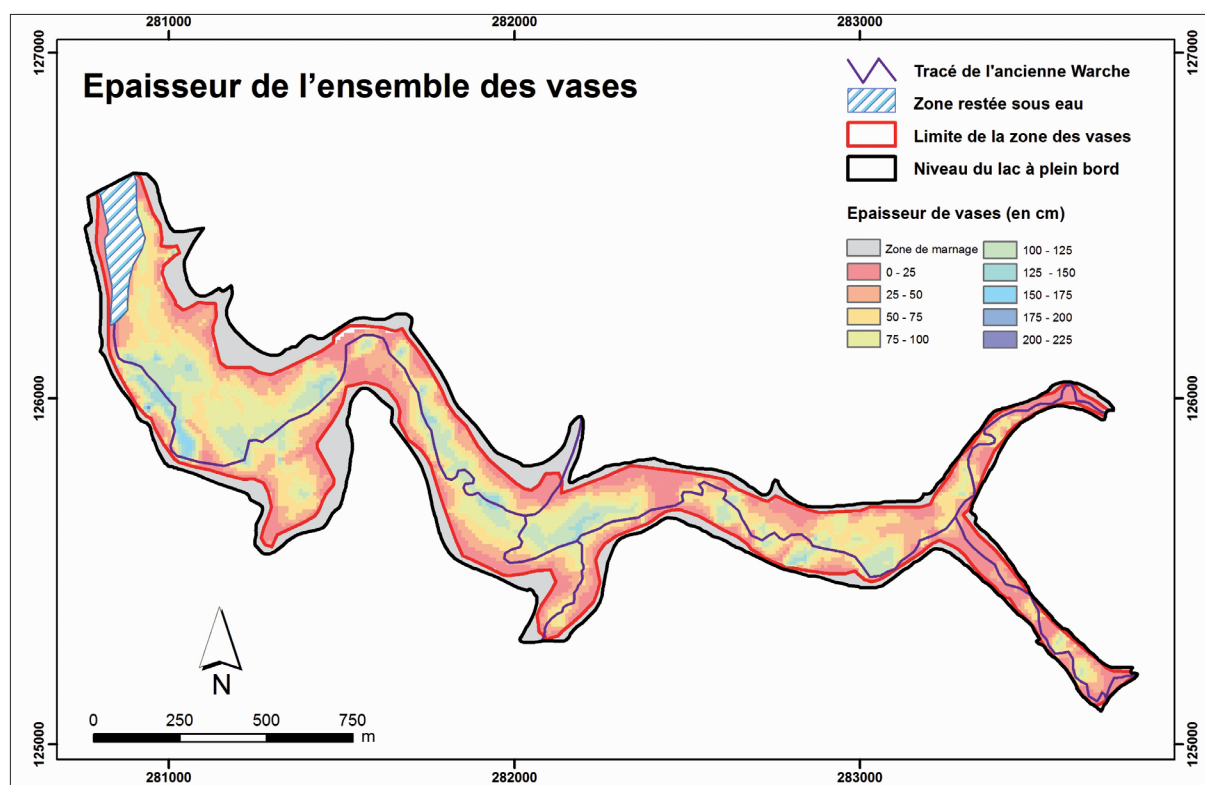


Figure 10. Épaisseur de l'ensemble des vases du réservoir

une série de photos aériennes prises lorsque le lac était à sec (231.025 m², C).

- (ii) L'épaisseur moyenne de sédiment fin a été calculée en multipliant l'épaisseur moyenne des sols (valeurs moyennes égales à 38 cm, nombre total = 51, effectuées tous les 200 mètres le long des 11,5 km de rivage) par un coefficient représentant la quantité de matière organique (50%). Le volume de matière fine de la zone de marnage est estimé à 43.900 m³ (C').

- (iii) Il est également nécessaire de soustraire « le volume des limons argileux des sols de versant et replats enfouis sans érosion sous la limite inférieure de la zone de marnage ». Ce volume est estimé en soustrayant de la superficie du lac, l'aire de la zone de marnage et l'aire de la plaine alluviale ancienne et en multipliant ce résultat par l'épaisseur moyenne des sols. La superficie de la plaine alluviale ancienne est estimée à 424.110 m². Cette valeur est obtenue à partir de l'étude des cartes anciennes (ICM 2, 1931) et de la mosaïque des photos aériennes, en se basant sur une nette différenciation de la végétation et sur les ruptures de pentes observées directement sur terrain (Figure 3.D). Par soustraction, nous obtenons une valeur de 160.400 m² (E) pour la zone de sols de versants non érodés enfouis sous les dépôts lacustres. Son volume est estimé à 61.000 m³ (E') en considérant une épaisseur de sol moyenne de 38 cm (cf. supra).

- (iv) Le volume des sédiments alluviaux (218.275 m³,

D') est quant à lui estimé en multipliant la superficie de l'ancienne plaine alluviale par la valeur moyenne des sédiments alluviaux observés sur les 15 carottes (51 cm).
- (v) Enfin, le volume des sédiments lacustres (88.530 m³, F'a) est estimé par la soustraction des volumes des différentes unités précitées du volume total des vases.

Seconde méthode

Elle est basée sur une relation directe entre l'épaisseur totale des 15 carottes et la proportion des sédiments lacustres obtenue par les différentes méthodes précitées (Tableau 2). L'équation est basée sur une droite de régression polynomiale d'ordre 2 passant par l'origine, considérant que la sédimentation lacustre est nulle lorsqu'il n'y a pas de sédimentation globale (éq. 1).

$$y = 0.0048 x^2 - 0.313 x \quad (R^2 = 0.81, n = 15) \quad (\text{éq. 1})$$

Cette relation a été appliquée à chaque pixel du modèle d'épaisseur des vases obtenu précédemment grâce aux 514 points de sondages. Nous obtenons directement un volume de sédiments lacustres de 103.400 m³ (F'b), soit environ 14% de plus qu'avec la première méthode. Rappelons toutefois que cette première méthode est basée sur l'estimation de quatre autres variables, ce qui peut en partie expliquer cette différence.

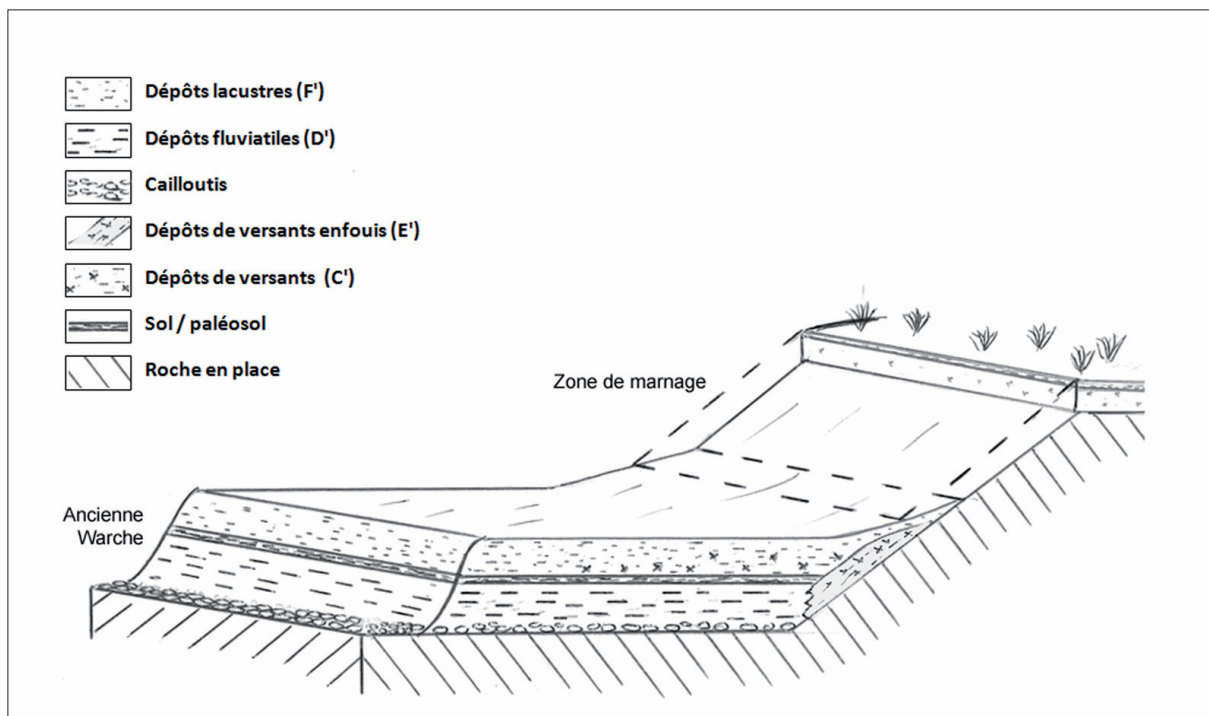


Figure 11. Unités sédimentaires

L'estimation du taux de dénudation est calculée de la façon suivante (éq. 2) :

$$t_d = (V \cdot \rho_{\text{sed}}) / (A \cdot T) \quad (\text{éq. 2})$$

avec t_d le taux de dénudation, V le volume des sédiments lacustres, ρ_{sed} la masse volumique des sédiments ($1,65 \text{ t/m}^3$), A la superficie du bassin versant drainant le lac (72 km^2) et T la période de temps (72 ans). Précisons que le cubage des sédiments à Butgenbach risque d'être sous-estimé. En effet, il est fort probable qu'une certaine quantité de sédiments « passent » au travers de la retenue et ne soient pas piégés. En général, ceci est en relation avec le rapport « débit entrant et capacité de la retenue ». Mais, comme nous l'avons déjà évoqué ci-dessus, dans le cas de Butgenbach, il faut en outre tenir compte du fait que des lâchés réguliers sont effectués vers le barrage de Robertville, et qu'ils doivent créer des perturbations dans le flux sédimentaire.

IV. DISCUSSION ET CONCLUSIONS

A. La granularité

À partir des analyses granulométriques, nous avons construit une image C/M de Passega pour obtenir des informations sur le mode de transport et de dépôts des sédiments du lac de Butgenbach, afin de tenter ainsi de différencier les dépôts fluviatiles et lacustres. Avant de commenter cette analyse, rappelons que, de façon générale, il arrive souvent que ce type d'image déborde

largement de la distribution originelle de Passega (1964) mais, ce qui importe, c'est que la forme générale du diagramme reste assez semblable. De telles variations résultent des conditions hydrodynamiques spécifiques aux milieux pris en considération, comme cela a déjà été mis en évidence par Bravard et Peiry (1999), Maleval et Jigorel (2002) et Houbrechts (2005). En appliquant cette image aux sédiments piégés dans la retenue de Saint-Pardoux (Limousin, nord du Massif Central), Maleval et Jigorel (2002) sont parvenus à distinguer (i) les sédiments roulés (mis en place par des courants tractifs) qui proviennent soit des rivières à leur entrée dans le lac, soit des berges du lac (ii) des sédiments (relatifs à la suspension graduée) prélevés sur la partie inférieure des talus sous-lacustres ; (iii) des sédiments du plancher lacustre (qui sont caractérisés par une sédimentation pélagique). Cette analyse montre donc une grande variation longitudinale des sédiments actuels qui risque d'être aussi importante que la variation suivant la profondeur (distinction entre fluviatile ancien et lacustre actuel), ce qui était notre but initial. Nous devons donc prendre en compte cette répartition longitudinale dans l'analyse de notre image dans la mesure où, en fonction de sa localisation, un prétendu « lacustre actuel » serait peut être un « fluviatile » mis en place dans des conditions plus dynamiques que le fluviatile ancien qui constituait la plaine alluviale.

Dans la retenue de Saint-Pardoux, Maleval et Jigorel, (2002) observent effectivement un gradient granulométrique décroissant d'amont en aval suite à la décantation progressive de la fraction détritique des rivières et à

Tableau 2. Récapitulatif des valeurs utilisées pour les différentes méthodes d'estimation du volume des sédiments

Unité	Notation	Valeur	Sources
Superficie du lac considérée *	A	1.046.500 m ²	Photos aériennes + cartes topographiques
Superficie de la "zone des mous"	B	815.475 m ²	Photos aériennes + obs. de terrain
Superficie de la "zone de marnage"	C	231.025 m ²	Photos aériennes + obs. de terrain
Superficie de l'ancienne plaine alluviale	D	424.110 m ²	Cartes anciennes + obs. de terrain
Superficie "sol enfouis"	$E = B - C - D$	160.340 m ²	
Epaisseur moyenne du sol	s	0.38 m	Obs. de terrain
Pourcentage de MO	mo	50%	Obs. en labo.
Epaisseur moyenne de la PA	pa	0.51 m	Obs. terrain + carottes
Volume des "mous"	B'	411.700 m ³	Interpolation TIN + obs. carottes
Volume "zone de marnage"	$C' = s * mo * C$	43.900 m ³	
Volume ancienne plaine alluviale	$D' = pa * D$	218.275 m ³	
Volume "sols enfouis"	$E' = s * E$	61.000 m ³	
<i>Modèle a</i>			
Volume des sédiments lacustres	$F' = B' - C' - D' - E'$	88.530 m ³	
Taux de dénudation	$F^* 1,65 / (72 * 72)$	28 t.km ⁻² .an ⁻¹	
<i>Modèle b</i>			
Volume des sédiments lacustres	$y = 0.0048 x^2 - 0.31357 x$	103.400 m ³	Benoit, 2007
Taux de dénudation	$F^* 1,65 / (72 * 72)$	32,5 t.km ⁻² .an ⁻¹	

* Cette valeur correspond aux limites moyennes du lac; le chiffre officiel de 120 ha correspond au plus haut niveau possible.

L'accroissement relatif de la fraction biogène endogène (diatomées). Ils montrent également que le taux annuel de sédimentation fluctue entre 0,9 cm en amont de la retenue et 0,3 cm en aval, ceci pour une affectation du sol qui est majoritairement en forêt (64%) et en prairie (30%), dans des conditions hydroclimatiques et altimétriques (700 m) assez proches des nôtres. Ils montrent enfin que les apports des rivières sont faibles en termes de débits (1,7 m³/s pour un volume de 21,98.10⁶ m³), ce qui restreint l'influence des tributaires à une aire réduite de la retenue, limitée aux parties amont : en d'autres termes, même en période de fortes crues, les apports sédimentaires des cours d'eau transitent difficilement à travers l'ensemble de la retenue. Toujours d'après ces auteurs, plus la forme de la retenue est tortueuse, plus l'envasement est concentré à l'amont.

L'image de Passega ne nous permet pas de différencier les conditions de sédimentation fluviale des conditions lacustres. Ceci peut s'expliquer par l'existence d'une sédimentation lacustre perturbée par la gestion de la retenue. En effet, comme nous l'avons évoqué dans l'introduction, différents types de courant au sein d'une retenue peuvent notamment être mis en relation avec le rapport entre le débit entrant et la capacité de la retenue. Mais dans le cas de Butgenbach, il faut en outre tenir compte du fait que des lâchés réguliers, quasi

quotidiens en période hivernale, sont effectués vers le barrage de Robertville (Assani *et al.*, 1999). Ces débits qui représentent 10 m³/s doivent certainement créer des courants au sein même de la retenue et engendrer ainsi des perturbations dans le flux sédimentaire (Assani et Petit, 2004). Par ailleurs, la gestion saisonnière de la retenue est également à prendre en considération puisqu'à la fin de l'automne, le niveau même du lac est souvent abaissé, dans la perspective « d'empoter » d'éventuelles crues et de laminer ainsi les inondations en aval (Strivay, 2009).

B. La dénudation spécifique

Les valeurs de dénudation spécifique obtenue à partir du cubage de Butgenbach varient entre 28 et 33 t.km⁻².an⁻¹, suivant les méthodes utilisées pour l'interpolation. Une telle valeur mérite d'être discutée par rapport aux données disponibles pour l'Ardenne (*sensu lato*). Petit (1995) a réalisé une première ébauche de synthèse des taux de dénudation spécifique de rivières de moyenne et haute Belgique à partir des valeurs de charge en suspension (et non de retenues). Dans une rivière de Hesbaye (la Burdinale, affluent de la Meuse), les valeurs atteignent 100 t.km⁻².an⁻¹ (Lamalle *et al.*, 1989). Des valeurs aussi élevées s'expliquent par le

fait que ce bassin versant situé dans la zone limoneuse où la couverture de loess est épaisse, a une vocation essentiellement agricole. Par contre la Hoëgne montre des valeurs nettement plus faibles (de l'ordre de $20 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), car son bassin versant, pourtant pentu, est boisé et couvert de prairies (Lemin *et al.*, 1987). On note des valeurs encore plus faibles sur des bassins forestiers de dimension modeste du sud de l'Ardenne comme la Rulles ($5 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), ceci résultant de l'affectation du sol mais aussi du fait que l'épaisseur de loess est moins importante au sud du sillon Sambre-et-Meuse et surtout au sud de l'Ardenne (Petit, 1985). Des valeurs plus précises et nettement plus nombreuses, portant sur une cinquantaine de bassins hydrographiques (représentant un total de près de quatre-vingt stations), seront proposées en synthèse d'une convention passée avec la Région Wallonne (Van Campenhout *et al.*, 2008, 2011).

Les valeurs obtenues par cubage de la Warche peuvent également être comparées avec celles obtenues par la même méthode (piégeage dans des retenues) dans des contextes morphoclimatiques assez semblables. C'est donc uniquement pour mémoire que nous citerons les valeurs obtenues dans onze retenues du N-E de l'Éthiopie (bassins inférieures à 20 km^2 , en climat semi-aride et en région montagneuse) avec des coefficients de dénudation spécifique variant entre 300 et $4.900 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ et une moyenne égale à $1.900 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Tamene *et al.*, 2006). Dans un contexte hydro-climatique plus proche du nôtre, Brazier (2004) a rassemblé des résultats obtenus à partir de la sédimentation dans des retenues, pour 47 bassins versants dont la taille varie entre 0,8 et 50 km^2 . Ces études portent essentiellement sur le Royaume-Uni, principalement dans des bassins situés dans la chaîne Pennine et, dans une moindre mesure, en Écosse. Ces valeurs portent sur le long terme puisque la plupart des barrages ont plus de 100 ans. Cette synthèse met en évidence une valeur moyenne légèrement supérieure à $100 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ mais avec une dispersion considérable des résultats, puisque les taux de dénudation varient de 20 à $370 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Signalons cependant que ces dernières valeurs particulièrement élevées concernent des bassins versants dont la superficie est inférieure à 1 km^2 et, comme nous l'avons déjà évoqué auparavant, le taux de dénudation peut être fort important pour de petits bassins versants mais diminue avec leur taille. Auparavant d'autres auteurs avaient avancé des valeurs pour ces mêmes régions : entre 30 et $50 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Walling & Webb, 1987 ; Newson & Leeks, 1985). Vanmaercke *et al.* (2011) ont compilé presque 1800 résultats (dont 507 réservoirs) pour toute l'Europe avec des tailles de bassin versant variant entre 0,01 à $1,36.10^6 \text{ km}^2$. Ils proposent pour la zone climatique atlantique des valeurs entre 0,4 et $2.834 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ mais avec une médiane de $28 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ et une moyenne de $100 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Les auteurs proposent également une zonation altitudinale avec des valeurs de 0,3 à $30.000 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ mais avec une médiane de $174 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ et une moyenne de

$568 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour les régions de « basses montagnes » (entre 500 et 1.000 mètres).

Toujours pour le Royaume-Uni, Sear et Newson (1991 *in* Wishart *et al.*, 2008) proposent une équation empirique pour estimer le débit solide de la charge en suspension (éq.3, Q_{ss} , exprimé en tonnes par an) pour des bassins versants dont la taille est supérieure à 100 km^2

$$Q_{ss} = 31,04 A^{1.04} \quad (\text{éq. 3})$$

avec A la superficie du bassin versant exprimée en km^2 .

Selon ces auteurs, cette équation s'appliquerait à l'ensemble du Royaume Uni mais, malheureusement peu d'informations sont disponibles quant aux types de bassins hydrographiques envisagés, en termes de lithologie, de pente, d'affectation du sol. Quoi qu'il en soit, cette équation appliquée à la Warche fournirait une valeur de $37 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, ce qui cadre relativement bien avec nos estimations et reste assez proche des valeurs moyennes de production sédimentaire proposées pour l'Europe, entre $30 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Collins, 1986) et $88 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Ludwig & Probst, 1998).

Par ailleurs, de Vente *et al.* (2008) ont proposé une synthèse des relations entre le taux de dénudation et la taille des bassins versants : 18 relations sont proposées qui couvrent toutes une série de climat et de taille de bassins à travers le monde. Les relations prennent la forme classique suivante (éq. 4) :

$$SSY = a A^b \quad (\text{éq. 4})$$

Où SSY (*area-specific sediment yield*) est exprimé en $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, A la superficie du bassin versant exprimée en km^2 , a et b sont des paramètres empiriques. À noter que b peut prendre des valeurs oscillant entre -0,85 et +0,30 et que a peut varier de 400 à près de 70.000, selon les systèmes morphoclimatiques, la taille du bassin etc.

Afin de situer nos résultats, nous avons retenu trois relations qui, *a priori*, semblaient pouvoir s'adapter à notre environnement ou du moins s'en rapprocher :

- la première proposée pour le centre de la Belgique (a = 400, b = -0,40), taille des bassins versants inférieure à 100 km^2 ;

- la deuxième proposée pour les « *uplands* (500-1000 m) *world-wide* » avec a = 66.328 et b = -0,65 ;

- la troisième proposée pour les « *lowlands* (100-500 m) *world-wide* » avec a = 1785 et b = -0,41.

La première équation est la seule qui donne des valeurs acceptables ($72 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), ce qui est d'ailleurs proche de ce qui avait été mis en évidence en Hesbaye. Les deux autres relations donnent des valeurs exagérées (respectivement 4.120 et $310 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$).

Notons qu'en Catalogne et dans les Pyrénées orientales, Batalla *et al.* (1995) ainsi que Serrat *et al.* (2001)

obtiennent des valeurs du même ordre de grandeur que les nôtres (respectivement 32 et 40 t.km².an⁻¹). Il ressort donc bien que, même si les coefficients de dénudation sont en étroite relation avec les systèmes morpho-climatiques, d'autres facteurs interviennent tels que la lithologie, l'affectation du sol, les pratiques agricoles, les pentes des bassins mais aussi leur taille puisque l'on peut supposer que lorsque la taille du bassin augmente, on assiste à la multiplication des sites de piégeage potentiel des sédiments érodés sur les versants, ce qui limite les apports aux rivières et donc les quantités que ces dernières transportent.

Le lac de barrage de Butgenbach a été vidé en 2004 après 72 années d'existence continue. L'opportunité s'est donc présentée de tenter de calculer l'envasement. Le contact entre les sédiments lacustres fins et les formations meubles sous-jacentes (limons de crues de la plaine alluviale, sol limoneux de bas de versants) n'a pu y être identifié à l'œil nu dans quelque cinq cents carottes de vases prélevées dans l'ensemble du réservoir. Pour identifier ce contact, des analyses de laboratoire ont été nécessaires, et le critère de distinction le plus fiable est la présence de quantités importantes de diatomées dans les seules vases lacustres. La susceptibilité magnétique s'est aussi révélée systématiquement plus élevée dans les vases lacustres que dans les vases sous-jacentes, mais ce critère n'est pas connu comme discriminant en la matière.

Sur la base de l'épaisseur de vases lacustres identifiées dans les carottes étudiées, il ressort que l'envasement annuel moyen sous la zone de marnage est de 0,72 cm. Quant au volume global de l'envasement, il a été calculé par deux méthodes différentes qui ont donné respectivement 88.530 m³ et 103.400 m³ par rapport à 11.000.000 m³ d'eau.

BIBLIOGRAPHIE

- Assani A.A., Petit F. & Mabilille G. (1999). Analyse des débits de la Warche aux barrages de Butgenbach et de Robertville. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 36, 17-30.
- Assani A.A. & Petit F. (2004). Impact of hydroelectric power releases on the morphology and the sedimentology of the bed of the Warche River (Belgium). *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 133-143.
- Assani A.A., Petit F., Buffin-Belanger T. & Roy A.G. (2003). Analyse de la variabilité spatio-temporelle de la morphologie du chenal de la Warche en amont du barrage de Butgenbach (Belgique). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 47, 469-483.
- Babek O., Klavoda J., Aretz M., Cossey P.J., Devuyt X., Herbig H.G. & Sevastopulo G. (2010). The correlation potential of magnetic susceptibility and outcrop gamma-ray logs at Tournaisian-Viséan boundary sections in western Europe. *Geologica Belgica*, 13, 291-308.
- Batalla R.J., Sala M. & Werritty A. (1995). Sediment budget focused in solid material transport in a sub-humid Mediterranean drainage basin, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39(2), 249-264.
- Benoit M. (2007). Le lac de Butgenbach : étude de la sédimentation dans la retenue par deux approches : sédimentologie et hydrologie. *Mémoire de licence en Sciences géographiques*, Université de Liège, 96 p.
- Bravard J.P. & Petit F. (1997). Les cours d'eau : dynamique du système fluvial, Collection U, Paris : Armand Colin, 222 p.
- Bravard J.P. & Peiry J.L. (1999). The CM pattern as a tool for the classification of alluvial sites and floodplains along the river continuum. In Marriott M., Alexander E. (Eds) *Floodplains: Interdisciplinary Approach*, *Journal of the Geological Society*, London, Special Publication, 163, 249-258.
- Brazier R. (2004). Quantifying soil erosion by water in the UK : a review of monitoring and modeling approaches. *Progress in Physical Geography*, 28(3), 340-365.
- Christians C. & Daels L. (1988). Belgium, a geographical introduction to its regional diversity and its human richness. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 24, 3-180.
- Collins M.B. (1986). Processes and controls involved in the transfer of fluvial sediments to the deep ocean. *Journal of the Geological Society*, London, 143, 915-920.
- Da Silva A.-C. & Boulvain F. (2003). Sedimentology, magnetic susceptibility and correlations of Middle Frasnian platform limestone (Tailfer and Aywaille sections, Belgium), *Geologica Belgica*, 6, 81-96.
- de Vente J., Poesen J., Arabkhedri M. & Verstraeten G. (2007). The sediment delivery problem revisited. *Progress in Physical Geography*, 31(2), 155-178.
- Devleeschouwer X., Petitclerc E., Spassov S. & Prétat A. (2010). The Givetian-Frasnian boundary at Nismes parastratotype (Belgium): the magnetic susceptibility signal controlled by ferromagnetic minerals. *Geologica Belgica*, 13/4, 345-360.
- Dumas D. (2004). Optimisation de la quantification des flux de matière en suspension d'un cours d'eau alpin : l'Isère à Grenoble (France). *Comptes Rendus Geosciences*, 336(13), 1149-1159.
- Gao P. (2008). Understanding watershed suspended sediment transport. *Progress in Physical Geography*, 32(3), 243-263.
- Gouze E., Raimbault P., Garcia N., Bernard G. & Picon P. (2008). Nutrient and suspended matter discharge by tributaries into the Berre Lagoon (France): The contribution of floods events to the matter budget. *CRAS Geoscience*, 340(4), 233-244.
- Han Jiamao, Lü Houyuan, Wu Naiqin & Guo Zheng-tang (1996). The magnetic susceptibility of modern soils in China and its use for paleoclimate reconstruction. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 40, 262-275.

- Hilton J., Lishman J.P. & Allen P.V. (1986). The dominant processes of sediment distribution and focusing in a small, eutrophic, monomictic lake. *Limnol. Oceanogr.*, 31(1), 125-133.
- Houbrechts G. (2005). *Utilisation des macroscoories et des microscoories en dynamique fluviale : application aux rivières du massif ardennais (Belgique)*, Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Université de Liège, 328 p.
- Hus J. & Geeraerts R. (1999). Palaeomagnetic and rock magnetic properties of loess-Paleosol sequences in Belgium. *Geologica Belgica*, 2(3-4), 89-97.
- Jamar E. (1985). Quelques aspects des problèmes liés à la capture de la Warche à Bévercé. *Mémoire de licence en Sciences géographiques*. Université de Liège, Département de géographie physique, inédit, 134 p.
- Jansson M.B. & Erlingsson U. (2000). Measurement and quantification of sedimentation budget for a reservoir with regular flushing. *Regulated rivers: Research and Management*, 16, 279-306.
- Khanchoul K., Jansson M.B. & Lange Y. (2007). Comparison of suspended sediment yield in two catchments, northeast Algeria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(1), 63-94.
- Lahlou A. (1988). Envasement des barrages au Maroc. Casablanca : Wallada Ed., 286 p.
- Lamalle C., Petit F., Koch G., Hurtgen C. & Pissart A. (1989). Les transports en suspension et en solution dans la Burdinale, affluent principal de la Meuhaigne. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 25, 39-52.
- Leclercq L. & Ntislidou C. (2009). Application de l'indice diatomique de saprobie-eutrophisation (IDSE) pour déterminer l'évolution de l'eutrophisation anthropique du lac de Bütgenbach (province de Liège, Belgique) depuis sa construction en 1932. *Actes du 28^e colloque de l'ADLaF*, Laboratoire Arago, Banyuls/mer, France, 50.
- Lemin G., Koch G., Hurtgen C. & Pissart A. (1987). Les transports en suspension de la Meuse, l'Ourthe et la Hoëgne. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 22-23, 36-61.
- Ludwig W. & Probst J.-L. (1998). River sediment discharge to the oceans : present-day controls and global budgets. *American Journal of Sciences*, 298, 265-295.
- Mabille C. & Boulvain F. (2007). Sedimentology and magnetic susceptibility of the Upper Eifelian - Lower Givetian (Middle Devonian) in southwestern Belgium: insights into carbonate platform initiation. In: J. J. Álvaro, M. Aretz, F. Boulvain, A. Munnecke, D. Vachard & E. Vennin (Eds). *Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*. *Geological Society*, London, Special Publications, 275, 109-124.
- Maleval V. & Jigorel A. (2002). La sédimentation dans un lac artificiel. Exemple du lac de Saint-Pardoux, massif d'Ambazac, Limousin, France. *Géomorphologie*, 4, 307-320.
- Maneux E., Ludwig W., Probst J.-L. & Etcheber H. (1999). Spatial analysis of soil erosion versus sediment yields: An assessment of riverine sediment discharge to the coastal zone. Case study of the Bay of Biscay watersheds. In: *CoastGIS'99: GIS and New Advances in Integrated Coastal Management*, *Inst. Fr. de Rech. et d'Exploitation de la Mer*, 25.
- Morris G.L. & Fan J. (1998). *Reservoir sedimentation handbook*, Mc Graw Hill Book Co, 848 p.
- Newson M.D. & Leeks G.J. (1985). Mountain bedload yields in the United Kingdom: further information from undisturbed fluvial environments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 413-416.
- Passega R. (1964). Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 830-847.
- Petit F. (1985). L'évolution de la charge en suspension d'une rivière ardennaise au cours de ses périodes de crues. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 21, 97-104.
- Petit F. (1995). Régime hydrologique et dynamique fluviale des rivières ardennaises. In *L'Ardenne : Essai de Géographie Physique*. Livre en hommage au Professeur A. Pissart, Demoulin A. (Éd.), 194-223.
- Reid I., Laronne J.B. & Powell D.M. (1998). Flash-flood and bedload dynamics of desert gravel-bed streams. *Hydrological Processes*, 12, 543-557.
- Remini B., Avenard J.M. & Kettab A. (2003). *Envasement des barrages*. CEDOC Ed., 208 p.
- Riquier L., Averbuch O., Devleeschouwer X. & Tribouillard (2010). Rock magnetic evidences for a major climatic transition at the Frasnian-Famennian boundary (ca 375 Ma BP). *International Journal of Earth Sciences*, 99, S57-S73.
- Serrat P., Ludwig W., Navarro B. & Blazi J.-L. (2001). Variabilité spatio-temporelle des flux de matière en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333 (2a), 389-397.
- Shotbolt L.A., Thomas A.D. & Hutchinson S.M. (2005). The use of reservoir sediments as environmental archives of catchment inputs and atmospheric pollution. *Progress in Physical Geography*, 29(3), 337-361.
- Stasse G. (2005). Étude de l'envasement du lac de Bütgenbach, *Mémoire de licence en Sciences géographiques*, Université de Liège, 61 p.
- Strivay N. (2009). Influence de la retenue de Bütgenbach et de la centrale de Robertville-Bévercé sur les flux quotidiens de la Warche. *Travail de fin d'étude de Bachelier en Sciences géographiques*, Université de Liège, 55 p.
- Strivay N. (2011). La sédimentation dans la retenue de Robertville. Estimation du taux de dénudation du bassin versant de la Warche et modalités de répartition spatiale des sédiments au sein de la retenue. *Mémoire de Master en Sciences géographiques*, Université de Liège, 148 p.

- Tamene L., Park S.J., Dikau R. & Vlek P.L.G. (2006). Reservoir siltation in the semi-arid highlands of northern Ethiopia: sediment-catchment area relationship and a semi-quantitative approach for predicting sediment yield. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1364-1383.
- Van Campenhout J., Levecq Y., Houbrechts G., Hallot E., Mols J., Peeters A. & Petit F. (2008). Caractérisation et quantification du transport des sédiments en rivières (matières en suspension et charge de fond) en relation avec une différenciation régionale. Direction des cours d'eau non navigables. Rapport final, 1^{re} partie : Matières en suspension, 270 p.
- Van Campenhout J., Levecq Y., Hallot E., Houbrechts G., Peeters A., Denis A.-C. & Petit F. (2011). Caractérisation et quantification du transport des sédiments en rivières : phase 2. Direction des cours d'eau non navigables. Complément au rapport final, 1^{er} partie : Matières en suspension, 256 p.
- Vanmaercke M., Poesen J., Verstraeten G., de Vente J. & Ocakoglu F. (2011). Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130, 142-161.
- Verstraeten G., Bazzoffi P., Lajczak A., Radoane M., Rey F., Poesen J. & de Vente J. (2006). Reservoir and Pond Sedimentation in Europe. *In* : Soil Erosion in Europe. Boardman J. and Poesen J. (Eds), Wiley, 759-774.
- Verstraeten G. & Poesen J. (2000). Estimating trap efficiency of small reservoirs and ponds : methods and implications for the assessment of sediment yield. *Progress in Physical Geography*, 24(2), 219-251.
- Walling D.E. & Webb B.W. (1987). Suspended load in gravel bed rivers: UK experience. *In* Thorne C.-R., Bathurst J.-C. & Hey R.-D. (Eds), Sediment transport in gravel-bed rivers. Chichester: Wiley, 767-782.
- Walling D.E. & Webb B.W. (1996). Erosion and sediment yield: a global overview. *IAHS publications*, 239, 3-19.
- Wishart D., Warburton J. & Bracken L. (2008). Gravel extraction and planform change in a wandering gravel-bed river: The River Wear, Northern England. *Geomorphology*, 94, 131-152.

Coordonnées des auteurs :

Eric HALLOT, Morgan BENOIT,
Guillaume STASSE, François PETIT
& Etienne JUVIGNÉ
Université de Liège,

Unité de Géographie Physique et de Quaternaire
Sart Tilman, Bât.11, B-4000 Liège

Frédéric BOULVAIN
Université de Liège,
Pétrologie sédimentaire,
Sart Tilman, Bât.20, B-4000 Liège

Louis LECLERCQ
Université de Liège,
Station scientifique des Hautes-Fagnes,
rue de Botrange, 137, B-4950 Waimes

