

L'ORIGINE DES MÉGALITHES DU FOND DE QUARREUX (ARDENNE, BELGIQUE)

Sébastien COLLARD*, Etienne JUVIGNÉ*, Jean-Marc MARION**, Bernard MOTTEQUIN**
et François PETIT*

Résumé

Une étude de la répartition de mégalithes dans la vallée de l'Amblève à sa traversée des quartzites d'âge Cambrien de la Formation de La Venne à l'extrémité occidentale de la crête de la Vecquée a été réalisée. Elle a permis de montrer que les fortes concentrations présentes au Fond de Quarreux s'expliquent essentiellement par des apports des versants adjacents en environnement périglaciaire. L'étude sédimentologique de dépôts des vallées de la Chefna, du Ninglinspo et de l'Amblève elle-même permet de situer dans le Dryas récent des dépôts périglaciaires de couverture. Les mécanismes qui ont conduit à la situation actuelle ont agi de la même façon pendant tous les stades isotopiques marins (S.I.M.) les plus froids du Quaternaire, c'est-à-dire les stades pairs #22 à #2. L'application de la force tractrice critique et de la puissance spécifique critique au calcul de la compétence de l'Amblève montre que le cours d'eau ne peut déplacer des blocs de plus 50 cm de diamètre dans les conditions climatiques actuelles. Il en résulte que les radeaux de glace ont dû assurer en climat périglaciaire l'essentiel de l'évacuation des mégalithes qui se sont trouvés dans le lit du cours d'eau depuis qu'il est incisé dans les quartzites cambriens de la Formation de La Venne.

Mots-clefs

Amblève, Quarreux, Quaternaire, périglaciaires, mégalithes, radeau de glace, lits à blocs,

Abstract

Origin of megaliths of the Fond de Quarreux (Ardenne, Belgium). Distribution of megaliths was studied in the Ambleve valley throughout its gorge developed within the quartzites of the Cambrian-aged La Venne Formation (Fond de Quarreux) in the south-eastern part of high Belgium. The high concentration of megaliths at this place can be essentially explained by mass movements which have occurred on the adjacent slopes in periglacial periods of cold Ocean Isotopic Stages in Quaternary times, and especially the coldest ones i.e. even O.I.S.#22 through #2. Stratigraphical studies of deposits in the Chefna and Ambleve valleys allowed us to place final periglacial deposits during the Younger Dryas. The critical shear stress and the critical unit stream power are used in order to evaluate the Ambleve River competence. It results that, under the present climatic conditions, this river cannot move boulders of more than 50 cm in diameter. Hence, it is concluded that ice rafting has been the main process responsible for carrying away the megaliths which have got the Ambleve river bed throughout the Quaternary Period.

Keywords

Ambleve, Quarreux, Quaternary, periglacial, megaliths, ice rafting, boulder bed channels

I. INTRODUCTION

Des concentrations particulièrement élevées de blocs dont la longueur individuelle peut atteindre 4 m, existent dans le lit de l'Amblève au Fond de Quarreux (Fig. 1). Pendant la seconde moitié du XIX^e siècle, la possible présence de traces d'origine glaciaire fait débat en Belgique. Dumont (1847) voit dans « la quantité et l'énormité des blocs » du Fond de Quarreux, le résultat de l'action d'éboulements, de courants et/ou de glaciers dans le fond de la vallée.

Des stries sont observées sur des quartzites dans la région de Stavelot et déclenchent un débat. Dewalque (1885) ne voit d'autres solutions que de les rapporter à d'anciens glaciers. Par contre, Delvaux (1885) les attribue à l'action érosive de galets transportés par l'Amblève, tandis que Stainier (1896) et Van den Broeck (1900) y voient plutôt des traces d'érosion et/ou d'altération différentielles des veines de quartz et du quartzite hôte. Lohest (1891) a observé des blocs pendant plusieurs années dans le lit de l'Amblève, sans constater de déplacement. Néanmoins, il rapporte qu'après l'hiver



Figure 1. Concentration de mégalithes dans le lit de l'Amblève au Fond de Quarreux

rigoureux de 1890-91, des blocs atteignant un quart de mètre cube ont été déplacés dans de la glace au cours de la crue de fonte de neige.

Rahir (1899) a défendu l'idée que l'Amblève avait érodé et évacué les éléments des bancs les plus tendres affleurant dans son lit, et que les blocs résiduels étaient issus des bancs les plus résistants. Par ailleurs, il a signalé que des auteurs (non cités) avaient attribué les blocs à des restes d'anciennes moraines.

Macar (1946) cite « les gros blocs de quartzites cambriens, atteignant 1 m³, qui jonchent la vallée de l'Amblève au Fond de Quarreux (...) ; ils constituent des éboulis provenant de la crête voisine et ont dégringolé le long du versant où, d'ailleurs, quelques-uns sont restés en panne ». À propos des dépôts corrélatifs susceptibles de fournir des indications sur la genèse de la pente de versants très redressés, Macar (1969) évoque notamment le Fond de Quarreux où des dépôts de solifluxion contenant de gros blocs répartis sans ordre dans une matrice fine, sont très généralement dus à la congéfluxion et témoignent donc d'actions périglaciaires. Par ailleurs, déjà à l'époque, Macar (1957) connaissait la présence de ces énormes blocs reviniens dans les terrasses de la

Meuse en aval de Liège, et considérait que leur taille dépassait largement celle correspondant à la compétence des rivières.

Collard (2002) a réalisé une étude morpho-sédimentaire des vallées de la Chefna et de l'Amblève au Fond de Quarreux. Le présent article est focalisé sur les concentrations des éléments de plus de 1 m de longueur qui dans ce travail seront appelés "mégalithes". Les champs de mégalithes qui tapissent localement les versants et les fonds de vallons de la Chefna et ses affluents seront appelés "pierriers".

Rixhon (2005) a effectué une étude morpho-sédimentaire de la vallée du Ninglinspo en consacrant également une attention particulière aux pierriers ; toutefois cet affluent est situé à l'aval du tronçon étudié et n'est donc pas considéré ici.

Dans le Fond de Quarreux, l'Amblève se présente donc comme une rivière dont le lit est encombré de blocs parfois plurimétriques. Cela soulève certaines questions : (i) quelle est l'origine de ces blocs, (ii) sont-ils mobilisés sous les conditions hydroclimatiques actuelles et dans la négative comment expliquer leur évacuation, (iii) à quel

type de lit fluvial peut-on rattacher l'Amblève dans le Fond de Quarreux, (iv) s'agit-il d'un style fluvial propre à certaines rivières ardennaises ?

II. CONTEXTES GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

La région étudiée se situe à l'extrémité occidentale de la crête de la Vecquée (haute Ardenne) entre les confluences de la Chefna et du Ninglinspo (Fig. 2). L'Amblève au Fond de Quarreux est encaissée de 230 m (versant gauche) et de 260 m (versant droit), ce qui représente la plus forte énergie de relief pour une vallée ardennaise. Tout au long de la traversée des quartzites, le fond de la vallée est extrêmement étroit, dépourvu de plaine alluviale ; on peut parler de "gorge". Les versants sont asymétriques ; a) le gauche est en pente très forte (environ 35°) avec de nombreux pitons rocheux de quartzite ; b) le droit peut être décomposé comme suit de bas en haut : 1° la partie inférieure sous 210 m qui est en pente forte identique à celle du versant gauche ; 2° une convexité aigue à 210 m ; 3° une pente qui augmente progressivement de 15° à 25° ; 4° une large convexité qui débouche sur la crête de la Vecquée.

Dans sa traversée du Fond de Quarreux (Fig. 2 et plus loin Fig. 5), l'Amblève recoupe la limite entre le bord oriental du Synclinorium de Dinant et l'extrémité nord-ouest du Massif de Stavelot. Elle y traverse des terrains cambriens attribués au Groupe de Revin (e.a. Geukens, 1952 ; Asselberghs & Geukens, 1960).

Dans le Massif de Stavelot, le Groupe de Revin inclut, de la base au sommet, les formations de Wanne, de La Venne et de La Gleize (e.a. Verniers *et al.*, 2002), mais seules les deux dernières ont été observées sur le territoire concerné par la présente étude. Datée du Cambrien moyen à supérieur (e.a. Ribecai & Vanguetaine, 1993), la Formation de La Venne, dont l'épaisseur est de l'ordre de 500 m (Verniers *et al.*, 2002), se compose de phyllades noirs et de bancs épais, parfois plurimétriques, de quartzite foncé

(Geukens, 1999). D'âge cambrien terminal (Vanguetaine, 1974), la Formation de La Gleize comprend des phyllades et des quartzophyllades noirs qui prennent une patine claire à l'altération (Geukens, 1999). Sa puissance est estimée à environ 300 m dans la partie septentrionale du Massif de Stavelot (Verniers *et al.*, 2002).

Dans la région du Fond de Quarreux, les terrains du Groupe de Revin sont intensément plissés et surmontés par une épaisse série éodévonienne de nature silico-clastique (e.a. Asselberghs & Geukens, 1960 ; Geukens, 1959 ; Sintubin & Matthijs, 1998). Cette dernière repose en discordance sur le socle calédonien par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique qui correspond au Membre de Quarreux de la Formation de Marteau d'âge lochkovien (e.a. Gosselet, 1888 ; Hance *et al.*, 1992).

Les phyllades et quartzophyllades de la Formation de La Gleize affleurent dans le fond des vallées de l'Amblève et de la Chefna alors que les quartzites en gros bancs (pluri)métriques de la Formation de La Venne arment les crêtes rocheuses qui parsèment la partie supérieure des versants. Ces dernières sont, entre autres, à l'origine de l'alimentation des pierriers étudiés. Geukens (1952, p. 130, Fig. 12) a proposé une coupe à travers l'anticlinal du Fond de Quarreux entre le méridien du débouché de la Chefna dans la vallée de l'Amblève et le méridien des Roches Crahay. D'après cet auteur, les gros bancs de quartzite de la Formation de La Venne y décrivent des plis en chaise à ennoyage ouest prononcé, et le cœur de l'anticlinal est affecté par une série de plis secondaires dont certains se rapprochent de plis couchés. Tant au nord qu'au sud de cette structure, le contact entre le Groupe de Revin et la Formation de Marteau s'opère par failles (Geukens, 1952).

La région étudiée est répartie sur deux cartes géologiques dressées respectivement par Fourmarier (1958) pour la partie septentrionale et Asselberghs & Geukens (1960) pour la partie méridionale (Fig. 5). Ces derniers ont cartographié les différentes formations du Groupe de Revin

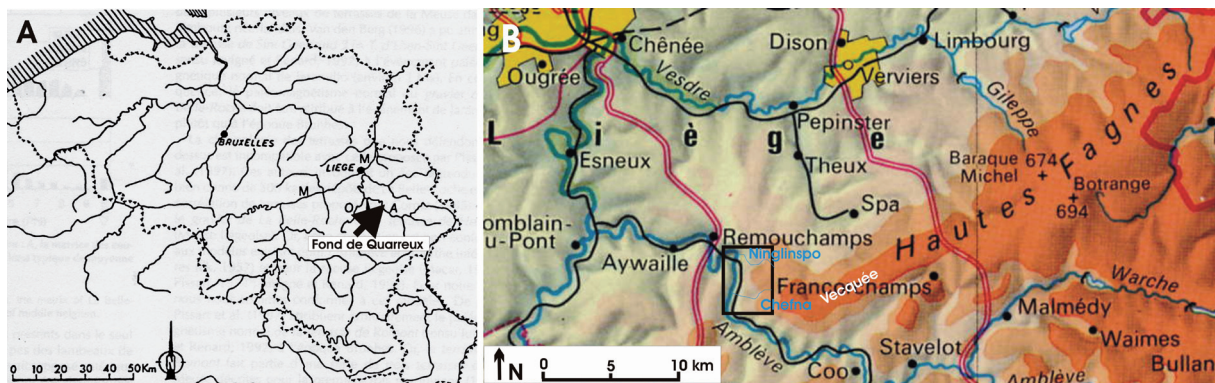


Figure 2. La région étudiée en Belgique (A) dans son relief régional (B) (fond topographique extrait de Charlier *et al.*, 1996)

(formations de La Venne et de La Gleize) à l'inverse de Fourmarier (1958) qui ne l'avait pas fait. Toutefois, d'après la révision en cours de la carte géologique de Louveigné-Spa s'inscrivant dans le programme de la révision de la Carte géologique de Wallonie, les affleurements de quartzite en gros bancs, qui sont repris à la figure 5, appartiennent à la Formation de La Venne (voir aussi Sintubin & Matthijs, 1998).

III. PROCESSUS MORPHO-SÉDIMENTAIRES ET CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX

L'évolution morpho-sédimentaire de la région étudiée s'est étalée sur l'ensemble de la période qui a suivi le retrait de la mer oligocène, soit sur une trentaine de millions d'années et dans des environnements variés depuis les climats chauds de la fin du Tertiaire jusqu'aux cycles "glaciaire-interglaciaire" du Quaternaire (Fig. 3). On remarquera plus particulièrement sur cette figure que les glaciations sont devenues nettement plus sévères à partir du stade isotopique marin 22 (SIM.22), soit il y a environ 900 000 ans.

Les formes que nous allons décrire sont relativement stables sous notre climat tempéré maritime. Toutefois, il faut réaliser qu'avant l'Holocène (avant 11 650 a cal BP), au cours des stades isotopiques pairs #22 à #2, l'Ardenne a connu successivement et de façon cyclique des climats correspondant à la forêt boréale, la steppe, la toundra et le désert polaire (et *vice versa*). Dans ces deux derniers cas, les processus liés à des cycles très contrastés de gel-dégel ont joué un rôle particulièrement intense sur l'évolution du relief (e.a. Pissart, 1987) : (i) en activant la gélifraction et en libérant des débris rocheux des affleurements de roche en place ; (ii) en provoquant la montée des cailloux et blocs à travers la couche active ; (iii) en entretenant une humidité importante dans la couche active en été, favorisant ainsi l'action des agents de transport en masse comme la reptation lente, les glissements de terrain, la solifluxion ou encore les coulées boueuses dans les vallons ; (iv) en formant des radeaux de glace porteurs de débris rocheux dans les lits des cours d'eau.

D'autre part, on sait aujourd'hui que le soulèvement de l'Ardenne a été lent jusqu'il y a environ 700 000 ans, puis qu'il s'est considérablement accéléré (Juvigné *et al.*, 2005) en provoquant une reprise d'érosion qui a affecté notamment tout le bassin de la Meuse. Dans la vallée de l'Amblève à Quarreux, la convexité marquant la rupture de pente associée à ce changement se situe aux environs de 210 m, soit une cinquantaine de mètres au-dessus de la plaine alluviale.

Quant à la reprise d'érosion correspondante à Quarreux, elle a pu débuter il y a environ 700 000 ans dès le début de l'accélération du soulèvement (Juvigné *et al.*, 2005), ou il y a 220 000 ans selon Rixhon et Juvigné (2010) qui ont montré que ce processus aurait déclenché une vague d'érosion régressive qui aurait affecté immédiatement la Meuse inférieure, mais aurait donc mis 480 000 années pour atteindre l'Amblève à Quarreux.

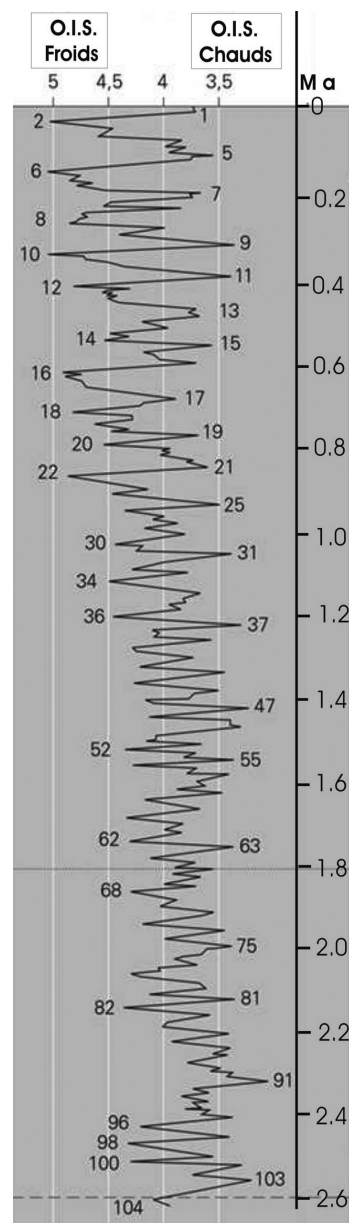


Figure 3. Stades isotopiques marins du Quaternaire avec la numérotation formelle de 1 à 104. Légende. O.I.S. = Ocean Isotopiques Stages = Stades Isotopiques Marins ; Ma = millions d'années (d'après Berendsen, 2004 ; modifié)

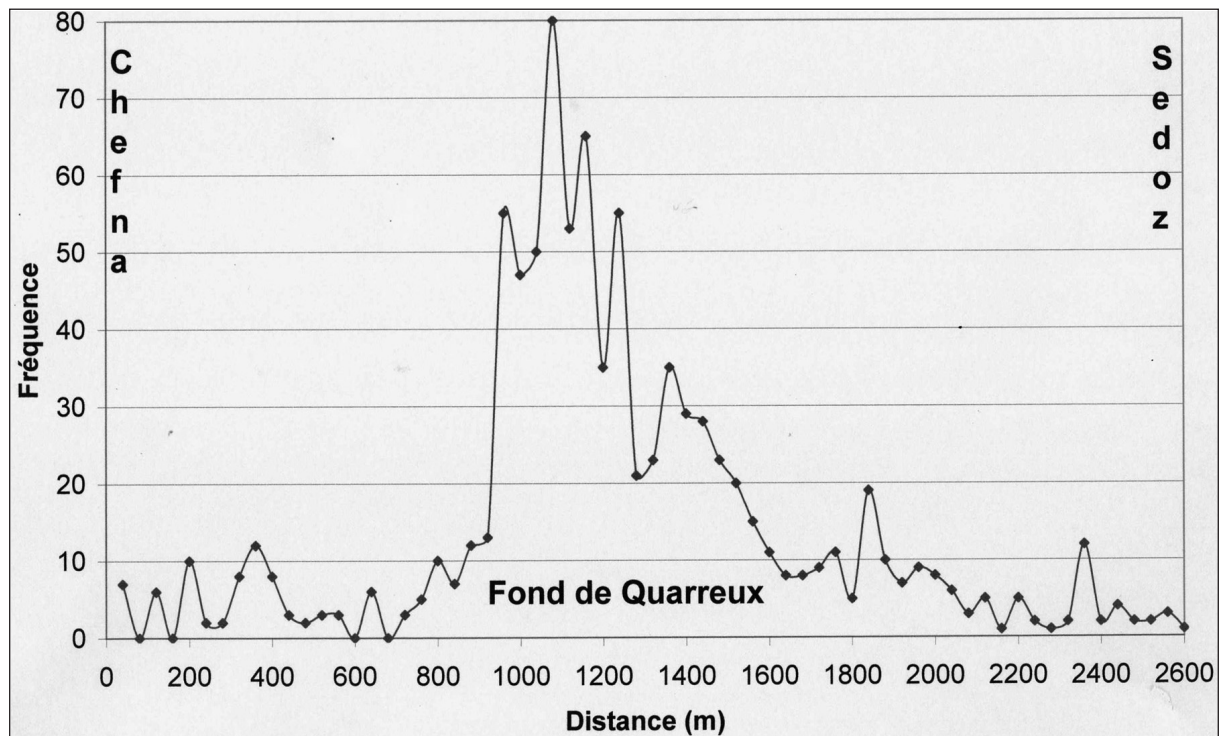


Figure 4. Répartition des mégalithes dans le lit mineur de l'Ambève entre la confluence de la Chefna (0 m) et le pont du chemin de fer sur l'Ambève (2 600 m) à Nonceveux-Sedoz. La fréquence est exprimée en nombre de mégalithes par tronçon de 40 m de lit mineur

IV. LES MÉGALITHES DANS LE LIT DE L'AMBLÈVE AU FOND DE QUARREUX

A. Nature et répartition

Il s'agit essentiellement de mégalithes de quartzite, la plupart nettement émoussés *in situ* (revoir la Fig. 1) en raison du "sablage" exercé par la charge solide du cours d'eau en période de crues. La fréquence des mégalithes par tronçon de 40 m de longueur de lit mineur se présente comme suit (Fig. 4) : (i) à la confluence de la Chefna, elle est inférieure à 10 ; (ii) sur les 900 premiers mètres à l'aval de cette confluence, elle est comprise entre 10 et 20 ; (iii) de 900 à 1 100 m, elle augmente jusqu'à atteindre 80 ; (iv) plus à l'aval, elle diminue progressivement jusqu'à 20 à 1 500 m ; (v) entre 1 500 m et le pont du chemin de fer sur l'Ambève à Nonceveux-Sedoz, elle diminue progressivement et redevient inférieure à 20 ; (vi) à la confluence du Ninglinspo, et à l'aval aucun enrichissement ne se présente.

B. Du substratum aux mégalithes

Comme l'a signalé Rahir (1889), l'Ambève recoupe des têtes de bancs du substratum et celles-ci contribuent donc nécessairement à la libération directe de mégalithes

dans le lit mineur du cours d'eau. Toutefois, au fil de l'encaissement de la rivière, les mégalithes libérés ont nécessairement été évacués. Il faut donc s'interroger sur la compétence de l'Ambève pour en comprendre le mécanisme.

C. La compétence de l'Ambève

Différentes approches existent pour déterminer les conditions dynamiques qu'une rivière doit atteindre ou dépasser pour pouvoir déplacer sa charge de fond. Il s'agit : (i) des vitesses critiques d'érosion telles qu'elles ont été définies par Hjulström (1936) et par la suite affinées par Sundborg (1956, 1967) ; (ii) des tensions de cisaillement critiques (souvent appelées « force tractrice » dans la littérature francophone) qui font notamment appel au critère adimensionnel de Shields ; (iii) des puissances spécifiques critiques, notion plus récente introduite par Bagnold (1977), mais pour laquelle une relation univoque avec la taille des particules est encore, à l'heure actuelle, largement débattue (Petit *et al.*, 2005 ; Fergusson, 2005 ; Mao *et al.*, 2008 ; Gob *et al.*, 2010).

D'emblée, précisons que l'approche par les vitesses critiques est à exclure, car la courbe des vitesses critiques telle que définie par Hjulström ne s'applique qu'à des éléments de dimension modeste ne dépassant pas 30 à 40 mm, ce qui nous amènerait à une extrapolation ha-

sardeuse vu la taille des éléments pris en considération dans l'Amblève. Restent les deux autres approches qui nécessitent certains rappels méthodologiques.

1. Utilisation de la force tractrice critique

La tension de cisaillement (τ) se définit de la façon suivante :

$$\tau = \rho g R_h S_c \quad (\text{Eq. 1})$$

où ρ est la masse volumique du fluide, g l'accélération due à la pesanteur, R_h le rayon hydraulique (rapport entre la section mouillée et le périmètre mouillé) et S_c la pente de la ligne d'énergie. Dans des rivières où la largeur est très nettement supérieure à la profondeur, on peut considérer que le rayon hydraulique peut être estimé comme égal à la profondeur. Par ailleurs, dans des écoulements graduellement variés (c'est-à-dire impliquant des modifications longitudinales progressives des profondeurs), il est admis que la pente de la ligne d'énergie est très proche de la pente longitudinale du plan d'eau et même celle de la plaine alluviale (Bravard & Petit, 1997).

La tension de cisaillement critique est cernée par le critère adimensionnel de Shields (Θ_c) qui se définit de la façon suivante :

$$\Theta_c = \tau_c / \{(\rho_s - \rho_f) g D_i\} \quad (\text{Eq. 2})$$

où ρ_s est la masse volumique du solide, ρ_f la masse volumique du fluide, g l'accélération due à la pesanteur et D_i la taille de la particule mise en mouvement.

Pour résoudre cette équation, il faut doter Θ_c d'une valeur, ce qui permet de connaître τ_c , donc la tension de cisaillement nécessaire à mobiliser les éléments et finalement de déduire par l'équation 1, la profondeur nécessaire pour l'atteindre, connaissant la pente longitudinale du plan d'eau ou de la plaine alluviale. Dans les travaux initiaux de Shields, la valeur de Θ_c était considérée comme égale à 0,060 mais, depuis lors, elle a été largement remise en question, certains proposant 0,045 et même 0,030 (Neill, 1968 ; Komar, 1987 ; Ashmore, 1988 ; Petit *et al.*, 1996).

D'autre part, la relation 2 présentée ci-dessus s'entend pour des lits uniformes, c'est-à-dire pour des lits constitués de particules de taille semblable. Or, différents auteurs (Andrews, 1987 ; Komar, 1987 ; Petit, 1994) ont démontré que les valeurs de mise en mouvement étaient dépendantes de la taille des particules prises en considération (D_i) par rapport à la taille du matériau qui constituait le fond du lit (D_{50}). Un élément de petite dimension par rapport à celle du fond du lit nécessite proportionnellement des conditions dynamiques plus importantes (effet de masquage = *hidding effect*). En revanche une particule de très grande dimension par rapport à ceux qui constituent le fond du lit nécessitera des conditions dynamiques proportionnellement plus

faibles (effet de saillie = *protrusion effect*). Ceci a été mis en équation par Andrews (1987) de la façon suivante :

$$\Theta_c = a (D_i/D_{50})^b \quad (\text{Eq. 3})$$

a est un coefficient qui, selon les auteurs, peut varier de 0,080 à 0,030 (et qui pour $D_i = D_{50}$, représente le critère adimensionnel de Shields, théoriquement égal à 0,060 mais dont on a vu qu'il était soumis à certaines critiques), b est un exposant négatif qui varie entre - 0,8 et - 0,4.

Cette approche a été appliquée aux mégalithes de l'Amblève, partant des données suivantes :

un bloc de 100 cm disposé sur un lit dont le D_{50} est égal à 20 cm ($D_i/D_{50} = 5$) donne un $\Theta_c = 0,017$ (Eq. 3), retenant $a = 0,045$ et $b = - 0,6$, valeurs proposées par Komar (1996) en synthèse d'une analyse fouillée de l'ensemble des études de terrain et de laboratoire, soit $\tau_c = 277 \text{ N/m}^2$ (Eq. 2). Sachant que la pente longitudinale vaut $7,3 \cdot 10^{-3} \text{ m/m}$, on peut en déduire (Eq. 1) une profondeur de 3,8 m.

Rappelons que le débit (Q) est estimé de la façon suivante :

$$Q = v d w \quad (\text{Eq. 4})$$

avec v la vitesse en m/s, d la profondeur moyenne et w la largeur, toutes deux exprimées en m.

Sachant que la largeur du lit majeur dans le Fond de Quarreux est de l'ordre de 60 m d'une part (Collard, 2002), que les vitesses maximales dans les rivières en gorge, ce qui peut être considéré comme le cas dans la situation présente, varient entre 4 et 8 m/s d'autre part (Baker & Kochel, 1988), on peut en déduire des débits compris schématiquement entre 900 et 1 800 m^3/s .

Par ailleurs, Costa (1983) a proposé une relation pour estimer la vitesse moyenne du flux (V exprimé en m/s) sur base de la moyenne de l'axe intermédiaire des cinq plus gros blocs mobilisés par une crue (D_i est exprimé en mm) :

$$V = 0,18 D_i^{0,49} \quad (\text{Eq. 5})$$

Cette équation s'applique à des éléments dont la taille est comprise entre 50 et 3 200 mm, mais comme le soulignent William et Costa (1987), l'erreur probable peut largement dépasser 25%. Appliquée à des éléments de 100 cm, on obtiendrait une vitesse moyenne de 5,3 m/s et un débit légèrement supérieur à 1 200 m^3/s

D'autre part, Riggs (1976) a proposé une relation qui permet d'estimer des débits de crue importante (mais sans en préciser la récurrence), pour des rivières en gorge :

$$Q = 3,39 A_m^{1,30} S^{0,32} \quad (\text{Eq. 6})$$

où Q est le débit en m^3/s , A_m la section mouillée en m^2

et S la pente du plan d'eau en $m.m^{-1}$, avec une erreur possible de l'ordre de 20%. En appliquant cette formule avec une profondeur et une largeur valant respectivement 3,8 m et 60 m, on obtient un débit voisin de $820 m^3/s$.

Ces valeurs appellent plusieurs commentaires :

L'analyse de la récurrence des débits de l'Amblève a été effectuée à la station de Martinrive, située une quinzaine de kilomètres en aval, mais en l'absence d'affluents notables (Pauquet & Petit, 1993). La crue centennale calculée sur une série réactualisée aurait un débit de l'ordre de $370 m^3/s$. La série d'observation à Martinrive reste cependant trop courte pour avancer des valeurs de débits de récurrence plus élevée. Toutefois, nous pouvons appliquer la formule de Myer-Coutagne qui donne le débit de la crue dite de projet (crue maximale maximorum) :

$$Q = C A^{0.5} \text{ (Eq. 7)}$$

où A est la superficie du bassin versant (en km^2) et C la cote Myer.

Le bassin de l'Amblève à la station de Martinrive s'étend sur $1\,044 km^2$. En appliquant la formule de Myer aux débits estimés ci-dessus, on obtiendrait une cote Myer variant de 25 à plus de 60, selon les approches retenues. Comme nous allons le démontrer ci-dessous, ces valeurs apparaissent extrêmement élevées vis-à-vis des valeurs mises en évidence en Ardenne.

Au préalable, il convient de s'interroger sur la signification et la pertinence de la cote Myer. Rappelons que sous les conditions climatiques actuelles de nos régions (toutes autres choses étant égales, telles que la pente du bassin, l'affectation du sol, etc.), les cotes Myer les plus élevées se retrouvent systématiquement dans des bassins hydrographiques de petite dimension. En effet, les débits très importants sont générés par des précipitations de forte intensité, elles-mêmes liées à des cellules orageuses qui globalement sont spatialement restreintes et ne peuvent donc affecter l'ensemble d'un bassin que si ce dernier est de faible superficie. Dans le cas de l'Amblève, nous suivons cette approche afin de discuter de la pertinence d'un ordre de grandeur, sachant qu'il a été démontré que les crues actuelles de l'Amblève générées par des pluies soutenues (le plus souvent en période hivernale) et/ou par la fonte des neiges sont plus importantes que celles liées à des précipitations orageuses (Pauquet & Petit, 1993).

Dans les Hautes Fagnes, les cotes Myer enregistrées lors de plusieurs crues exceptionnelles varient entre 16 et 18 (Pissart, 1961 ; Bravard & Petit, 1997). La comparaison de ces débits avec ceux déduits par ajustement dans la distribution de Gumbel montre qu'il s'agit de crues pluri-centennales. Ainsi, par exemple, on a enregistré des crues de l'ordre de $100 m^3/s$ dans la Helle, alors que la crue centennale y est de $30 m^3/s$ (Mbuyu, 1989). Rappelons que les exemples proposés dans les Hautes Fagnes

concernent des rivières dont l'aire du bassin versant est inférieure à $40 km^2$ et que, vu les considérations émises ci-dessus, pour un bassin plus important tel que celui de l'Amblève, la cote Myer devrait être théoriquement plus faible. Ceci renforce l'idée de l'impossibilité d'atteindre, sous le climat actuel, les débits susceptibles de mobiliser les mégalithes puisque les valeurs nécessaires à leur mise en mouvement apparaissent déjà anormalement élevées.

Toujours selon la même approche, la mobilisation d'un bloc de 50 cm de diamètre requiert un débit de $650 m^3/s$, valeur largement supérieure à celle du débit de la crue centennale. Enfin, pour mobiliser un bloc de 20 cm de diamètre, il faudrait un débit de l'ordre de $290 m^3/s$, dont la récurrence serait de 20 ans.

2. Utilisation de la puissance spécifique critique

La puissance spécifique (ω) se définit de la façon suivante :

$$\omega = (\rho g Q S) / w \text{ (Eq. 8)}$$

où ρ est la masse volumique du fluide, g l'accélération due à la pesanteur, Q le débit, S la pente du cours d'eau et w la largeur.

De la même façon que pour les tensions de cisaillement, il faut évaluer la puissance spécifique critique de mise en mouvement, celle qu'il est nécessaire d'atteindre ou de dépasser pour mobiliser un élément d'un diamètre déterminé. Bagnold (1977) a proposé une relation qui fait intervenir la profondeur et la taille des éléments, mais par la suite plusieurs auteurs (Williams, 1983 ; Costa 1983) ont proposé des relations simplifiées qui lient directement la puissance spécifique critique (ω_c) à la seule taille des éléments mobilisés (D_i exprimé en mm). Ces relations se présentent sous la forme suivante :

$$\omega_c = a(D_i)^b \text{ (Eq. 9)}$$

Récemment Gob *et al.* (2010) ont travaillé sur des lits à blocs dans le Massif Central et ont avancé les valeurs suivantes pour des éléments métriques et pluri-métriques : $a = 0,025$ et $b = 1,65$. Nous retenons cette relation pour les plus gros blocs de l'Amblève et obtenons ainsi (avec les valeurs de a et b avancées ci-dessus) ω_c de l'ordre de $2230 W/m^2$ et, en appliquant l'équation 8, un débit de l'ordre de $1800 m^3/s$, soit une cote Myer légèrement supérieure à 55. Pour mobiliser un bloc de 500 mm, la puissance spécifique devrait atteindre $710 W/m^2$, soit un débit d'un peu plus de $600 m^3/s$.

Pour estimer les puissances critiques de mise en mouvement d'éléments de plus petite taille (200 mm), nous ne pouvons pas retenir la relation avancée dans les torrents du Massif Central, car elle ne s'applique qu'à des éléments de très grande dimension. D'autres relations

existent, synthétisées par Gob *et al.* (2010), mais nous nous référerons à celle mise en évidence pour les rivières ardennaises (Petit *et al.*, 2005 ; Levecq *et al.*, 2011). Dans l'équation 9 ci-dessus, $a = 0,272$ et $b = 1,29$, la puissance spécifique critique devrait atteindre 250 W/m^2 , soit un débit légèrement supérieur à $220 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui correspond à une crue décennale.

3. Comparaison avec des lits à blocs d'autres cours d'eau

Dans la classification des lits fluviaux reprise notamment par Knighton (1998), on parle de lits à blocs lorsque les éléments qui constituent le lit sont supérieurs à 256 mm de diamètre et ne sont mobilisés que très rarement. Par ailleurs, Montgomery & Buffington (1997) ont introduit le terme de « cascade channels » qui correspond à des tronçons de rivière où la dissipation d'énergie est principalement due à des turbulences et des chutes engendrées par une présence abondante de blocs isolés et disposés sans organisation longitudinale et transversale. Ce type de morphologie se retrouve dans des secteurs à forte pente où la rivière est confinée par les versants et où la charge de fond se compose principalement de blocs dont les plus petits seraient mobilisés pour des crues décennales et les plus gros pour des crues proches de la centennale, ou resteraient même immobiles (Grant *et al.*, 1990). Cette morphologie est très différente des « step-pool », qui est également une composante fondamentale des rivières de montagne à fort gradient (Chin, 1989). Mais les rivières à step-pool sont caractérisées par l'alternance régulière (i) de marches (step) composées le plus souvent d'amas de blocs mais aussi d'affleurements de roche en place alignés sur toute la largeur du lit et (ii) de mouilles (plunge-pool) qui se forment au pied de chaque step. Les mouilles ont une charge de fond moins grossière, une pente plus faible et leur profondeur importante au pied des steps décroît vers l'aval (Chin, 1989 ; Wohl, 2000). Selon différents auteurs (Wohl, 2000 ; Chin, 2002 ; Thompson *et al.*, 2006), les step-pool ne sont pas des formes figées et sont remaniées régulièrement dans des conditions hydrodynamiques actuelles (crue de récurrence de 2 à 5 ans). Toutefois, la taille des éléments constituant les steps est déterminante. Chin (1999) a démontré que des steps constitués d'éléments de 100 à 200 mm étaient mobilisés pour des débits de l'ordre de la crue décennale alors que les steps constitués d'éléments dépassant 1 m de diamètre restent stables pour des périodes de 100 à 200 ans.

De nombreuses études ont traité des step-pool, afin notamment d'identifier les principales variables responsables de l'arrangement des blocs et des amas sur le lit des rivières (cf. notamment Lamarre & Roy, 2001 ; Lenzi, 2001 ; MacFarlane & Wohl, 2003, Robert, 2003 ; Chin & Phillips, 2007), en terme de taille, de concentration, d'orientation mais aussi en terme d'influence mutuelle, la turbulence à l'aval d'un obstacle à l'écoulement pouvant

par exemple empêcher la naissance d'une nouvelle forme (De Jong & Ergenzinger, 1995).

En ce qui concerne les lits à blocs tels qu'ils ont été définis ci-dessus (éléments très grossiers, absence d'organisation systématique, mobilisation pour des événements très peu fréquents), peu d'études ont été publiées. Jacob *et al.* (2006) ont travaillé sur des torrents cévenoles et plus particulièrement sur le Chassezac. Les blocs les plus grossiers y dépassent 2 m et, par la lichénométrie, il a été démontré que certains d'entre eux n'avaient plus été mobilisés depuis la fin du XIX^e siècle. Une étude similaire, faisant également appel à la lichénométrie, a été effectuée sur l'Ardèche et la haute Loire ainsi que sur des torrents corses (Gob *et al.*, 2005, 2008). Ces études ont d'ailleurs permis de déterminer les puissances critiques de mise en mouvement pour des lits à blocs (Gob *et al.*, 2010).

En Belgique, peu de rivières présentent des lits à blocs : épinglons les rivières descendant des Hautes Fagnes telles que la Helle, la Soor ou encore la Hoëgne où localement (à proximité de son knickpoint) le D_{50} du lit atteint 300 mm (Deroanne & Petit, 1999). Certains affluents de la Semois ardennaise à forte pente, tels que le ruisseau de Ruaumoulin, ont également des blocs grossiers (D_{90} variant de 250 à 900 mm), parfois mobilisables comme en atteste leur structure en tuilage alors que d'autres présentent des phénomènes de cavitation sur leur sommet, ce qui démontre une absence de mobilisation récente (Jacquemin, 2008).

Dans les autres rivières wallonnes pour lesquelles nous avons réalisé une typologie basée sur la dynamique des rivières en relation avec leurs puissances spécifiques, on observe les éléments suivants. Dans des rivières telles que l'Aisne et la Salm (avec des D_{50} variant entre 85 et 95 mm), l'organisation du lit mineur se fait en secteur subrectiligne où, même si il se dessine une ébauche de seuils et de mouilles mais sans organisation systématique, on observe une dominance de fonds plat avec des faciès de (petits) blocs épars et isolés. En revanche, dans des rivières à énergie plus élevée (Lienne, Hoëgne...), on observe bien une tendance à l'organisation en step-pool (Petit *et al.*, 2005 ; 2008). En Ardenne, les lits à blocs comme dans le Fond de Quarreux, restent donc une exception.

4. Synthèse

Les deux approches utilisées pour calculer la compétence de l'Amblève fournissent des valeurs relativement convergentes. Pour être mobilisé, un bloc de 1 m nécessite des débits voisins ou supérieurs à $1000 \text{ m}^3/\text{s}$, valeurs très largement supérieures à la crue centennale. Ces valeurs impliquent des cotes Myer supérieures à 30 et même souvent encore plus élevées. On peut donc conclure que, sous le climat actuel, l'Amblève

semble incapable de déplacer un mégalithe, sauf sous des conditions de crues exceptionnelles (largement pluri-centennales), affectant le plus souvent des bassins versants de dimension beaucoup plus modeste. Néanmoins, nous pouvons considérer que, sous le climat actuel, le cours d'eau est capable de déplacer des blocs de l'ordre de 500 mm lors de crues exceptionnelles (réurrence au moins centennale) alors qu'il peut mobiliser des éléments de l'ordre de 200 mm lors de débits dont la récurrence serait de l'ordre de 10 à 20 ans.

La mobilisation relativement fréquente des éléments de plus petite dimension a été confirmée par des campagnes de marquage de la charge de fond réalisées quelques kilomètres en aval du Fond de Quarreux (à la Heid de Goreux) par Guillaume (2006). Des éléments marqués dont quelques uns pouvaient atteindre 150 mm de diamètre (mais la majorité avait un diamètre inférieur à 100 mm) se sont déplacés sur quelques dizaines de mètres pour un débit de 110 m³/s, soit une crue dont la récurrence est de l'ordre de 1,5 ans.

En conclusion, l'Amblève dans le Fond de Quarreux se présente comme une rivière à blocs dont les plus gros dépassent la compétence de la rivière, même pour des crues exceptionnelles. Les rares secteurs de rivières à blocs présents en Ardenne se situent le plus souvent en tête de bassin : les blocs y sont généralement de plus petite taille qu'au Fond de Quarreux et peuvent être mobilisés sous des conditions actuelles. Deux autres styles fluviaux qui font référence à des blocs sont également présents en Ardenne, ceci de façon plus fréquente. Il s'agit d'une part des « step-pool system » où les blocs montrent une réelle organisation qui implique une mobilisation des éléments et d'autre part des rivières à fond plat et blocs épars (de petite dimension), mais mobilisables pour des débits assez fréquents.

D. Contribution de la Chefna

Tenret (1969), qui a décrit les conséquences de la crue d'août 1969, a pu mettre en évidence : (i) l'arrachement d'éléments d'environ 0,5 m³ ; (ii) le basculement de blocs de plus de 1 m³ dans le lit mineur ; (iii) la mise en place sur le cône de déjection de nappes de blocs atteignant une trentaine de centimètres de diamètre.

Collard (2002) a localisé tout au long du lit mineur de la Chefna dans son cône de déjection, les débris d'un ancien barrage, dont la destruction est de peu antérieure à la crue de 1969. Il a ainsi montré que des blocs pluri-décimétriques ont été déplacés sur une distance pouvant atteindre 500 m.

Le bassin de la Chefna est développé dans les phyllades et quartzophyllades de la Formation de la Gleize ainsi que dans les phyllades et quartzites de la Formation de La Venne. Les gros bancs de quartzite de cette dernière unité lithostratigraphique sont limités à la partie supérieure du

versant droit. Les vallons des deux ruisseaux du Bois de Bablette contiennent de volumineux pierriers à mégalithes. Sur le versant gauche, les mégalithes sont rares et limités localement à la partie supérieure du versant. Dans la partie amont du bassin aucun pierrier n'est présent. En conséquence, les principaux fournisseurs de mégalithes du bassin de la Chefna en périodes périglaciaires ont été la partie aval du versant droit et plus particulièrement les deux ruisseaux du Bois de Bablette.

La Chefna est un ruisseau de très forte pente moyenne (5,8 %) descendant du plateau de la Vecquée. Son bassin versant (environ 8 km²) est relativement compact. Ses versants, très pentus, favorisent une concentration très rapide des eaux de ruissellement dans le fond de la vallée, lors des périodes de fortes pluies. La Chefna peut donc donner lieu à des crues éclair (flash flood).

Le débit maximal évalué par la formule de Myer (Eq. 7) avec une cote Myer de 18, atteindrait 50 m³/s. Étant donné la pente du ruisseau et sa largeur ($w = 11$ m), nous pouvons en déduire une puissance spécifique de l'ordre de 2 600 W/m², ce qui permettrait de transporter des mégalithes de près de 1,1 m. Précisons toutefois que la largeur prise en compte dans ce calcul est celle mesurée au débouché du secteur en gorge (sur l'apex du cône d'épandage) et que si on prenait en compte la largeur dans le secteur en gorge, les puissances seraient nécessairement plus grandes et les blocs transportés pourraient avoir une dimension proche de 2 m. L'approche par les tensions de cisaillement donnerait, pour un tel débit, la mobilisation de blocs de 1,3 m, mais ici aussi la taille des éléments est plus que probablement sous estimée, dans la mesure où nous n'avons pas pu tenir compte de l'effet de saillie, n'ayant pas les éléments nécessaires pour le calculer.

La Chefna, sous le climat actuel, paraît donc capable de déplacer des mégalithes de l'ordre de 1 m de diamètre au cours de ses crues les plus exceptionnelles. Sa compétence est dès lors nettement supérieure à celle de l'Amblève. En conséquence, pour assurer l'évacuation des éléments plus volumineux jusqu'à la vallée de l'Amblève, il faut recourir à des processus comme les coulées boueuses, la solifluxion et autres radeaux de glace, ce qui impose une nouvelle fois de situer l'essentiel de ces actions en environnements périglaciaires.

En raison de la limitation des affleurements de quartzite en gros bancs (Formation de La Venne) à la partie supérieure du versant droit de la vallée de la Chefna, le volume global de mégalithes apporté par ce cours d'eau à l'Amblève ne représente qu'une très faible part de la masse de roches évacuée lors du développement de la vallée. Il n'y a d'ailleurs aucune concentration de mégalithes dans le lit de l'Amblève où elle reçoit la Chefna. Il en résulte que les fortes concentrations de mégalithes du Fond de Quarreux ne peuvent s'expliquer que par les

apports des versants adjacents de la vallée de l'Amblève elle-même.

V. LES PIERRIERS DES VERSANTS LOCAUX DE LA VALLÉE DE L'AMBLÈVE

Un examen systématique de ces versants de part et d'autre du Fond de Quarreux a permis d'identifier de nombreux pierriers riches en mégalithes de quartzite. Dans l'un et l'autre cas, ils sont étroitement liés aux parties de versants où affleurent les quartzites en gros bancs caractéristiques de la Formation de La Venne (Fig. 5).

A. Le versant gauche

Le versant quartzitique se présente sous la forme d'un éperon aux pentes abruptes et irrégulières en raison de la prééminence de plusieurs affleurements de quartzite en gros bancs de la Formation de La Venne. La plupart de ceux-ci se situent d'une part dans la partie supérieure du versant entre 280 et 340 m d'altitude, et d'autre part dans sa partie inférieure en-dessous de 220 m où ils sont probablement mis en relief par l'érosion latérale récente et actuelle de l'Amblève (Fig. 6). Dans chaque cas, des mégalithes sont dispersés sur le versant à l'aval de chaque affleurement.

Ces observations montrent que les affleurements de quartzite peuvent libérer des mégalithes sous l'action des pressions exercées dans les fissures notamment par la croissance des racines, l'accroissement de volume lié à la transformation de l'eau en glace dans les fissures et la dilatation différentielle de la roche.

L'éboulement des éléments extrudés, voire l'écroulement massif de parois, peut s'ensuivre. Lors des éboulements, les plus gros éléments dévalent en général plus vite et plus loin que les autres, car ils ne peuvent être piégés par les vides existant entre les éléments plus petits, et leur inertie est supérieure. En conséquence, au cours de ce type de déplacement les mégalithes ont davantage de chance que les plus petits blocs d'atteindre le lit de l'Amblève. Il est évident qu'en période périglaciaire, l'action du gel-dégel a été nettement plus active en intensité et en profondeur puisque la couche active peut atteindre plus de 1 m d'épaisseur et que la température de la partie supérieure du permafrost subit des variations annuelles sous 0°C. Dans ces mêmes conditions environnementales, on peut également ajouter la glissade de blocs sur des congères de neige, sur le sol du versant englacé et dans le prolongement sur la glace de l'Amblève elle-même.

Sur le flanc nord de l'éperon, il existe un vallon largement évasé à l'aval duquel se trouve un dépôt limono-caillouteux qui est tapissé par un pierrier (Fig. 7). En raison de la pente, le glissement de terrain et la solifluxion sont vraisemblablement responsables de cette accumulation de pied de versant. La présence d'un pierrier en surface

peut s'expliquer par divers processus : "flottement" des blocs dans la masse boueuse, glissade postérieure de blocs sur la neige en l'absence de couverture forestière, montée de blocs dans la couche active par le gel après la stabilisation du dépôt.

De part et d'autre de la partie quartzitique du versant, affleurent des bancs de schiste et de grès du Dévonien inférieur. Ces derniers sont en général trop minces (épaisseur décimétrique) pour libérer des mégalithes, si bien que le vallon de Bèhé et le versant à l'Est de Nonceveux en sont dépourvus.

B. Le versant droit

Toute la partie de ce versant où la carte géologique d'Asselberghs et Geukens (1960) indique la présence des quartzites en gros bancs de la Formation de La Venne (ex Rn2a) est tapissée par un pierrier contenant de nombreux mégalithes (Fig. 8).

De Quarreux à Hé de Gravier (partie sud), la morphologie consiste en un vaste amphithéâtre dont les pentes sont comprises entre 15° et 25°. Il est lui-même divisé en vallons largement évasés et convergents vers l'aval. Les exutoires de quelques uns de ces vallons sont perchés à une cinquantaine de mètres au-dessus du fond de la vallée dont ils sont séparés par un versant en pente forte (en général 35° et localement davantage). C'est précisément dans le prolongement du déversoir de l'amphithéâtre que les concentrations de mégalithes sont les plus élevées dans le lit de l'Amblève, ce qui indique qu'il s'agit ici de la principale zone d'alimentation en mégalithes. Dans le prolongement nord de cet amphithéâtre, il existe également des affleurements de quartzite en gros bancs et des pierriers à mégalithes étalés le long du versant.

Sur l'ensemble du versant droit, on peut constater en de nombreux endroits dans les talus des chemins, que les pierriers reposent sur une couverture limono-caillouteuse (Fig. 9), et que le substratum est à faible profondeur. En période périglaciaire, les cycles "gel-dégel" ont dû faire monter à travers la couche active meuble des blocs et mégalithes à partir des têtes de bancs enfouies, ce qui a aussi contribué à alimenter les pierriers.

Les minéraux denses ont été déterminés dans la fraction limono-sableuse de six échantillons répartis sur le versant. La fraction largement majoritaire est celle du limon d'origine éolienne périglaciaire (Juvigné, 1976). La fraction sableuse largement minoritaire dans ce matériau contient des chloritoïdes du socle métamorphique ardennais, et des traces de minéraux très émoussés du sable marin tertiaire dont notamment des minéraux spécifiques comme : disthène, staurotide, andalousite, topaze. Ceci atteste que la fraction sableuse provient principalement de la déflation éolienne périglaciaire sur la plaine alluviale de l'Amblève inférieure, comme

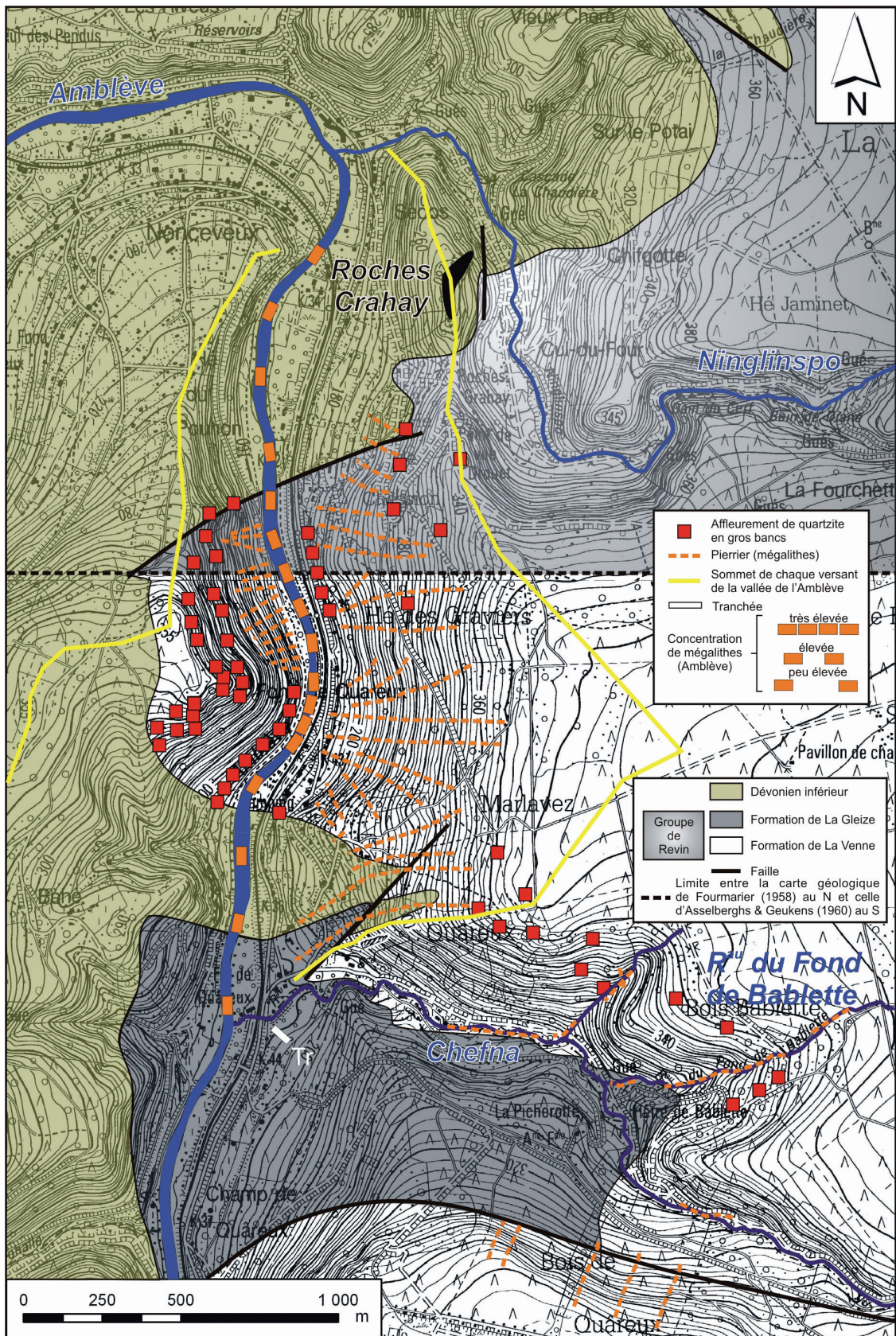


Figure 5. Aspects morpho-sédimentaires de la vallée de l'Amblève dans le secteur du Fond de Quarreux (carte géologique simplifiée d'après Fourmarier [1958] et Asselberghs & Geukens [1960] ; ces derniers ont cartographié les différentes formations du Groupe de Revin à l'inverse du premier [voir le texte pour plus de détails]). La distribution des rectangles orange traduit de façon qualitative la variation des concentrations de mégalithes dans le lit de l'Amblève conformément au graphique de la figure 4



Figure 6. Sur le versant gauche de la vallée de l'Amblève, affleurement de quartzite en gros bancs fracturés en mégalithes

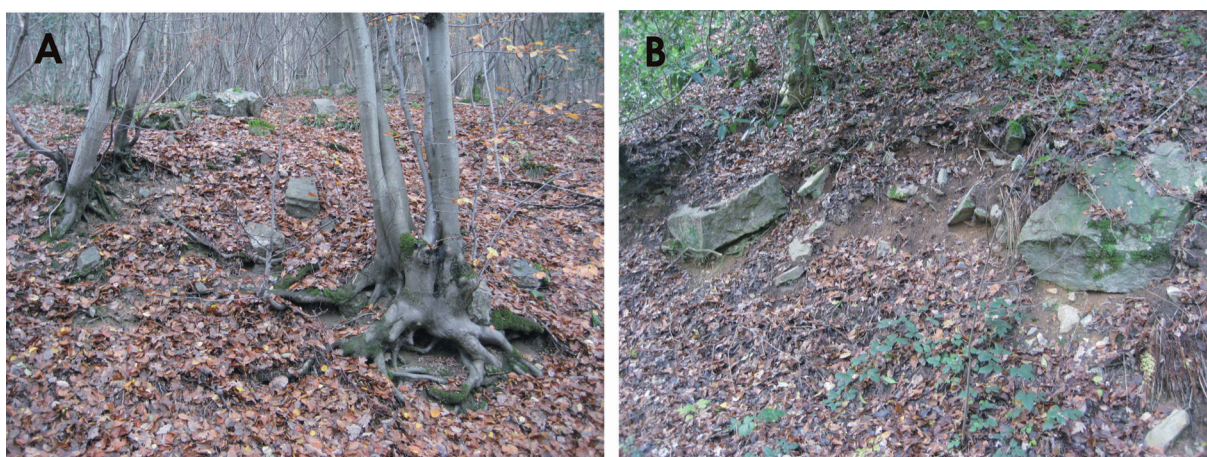


Figure 7. A. Partie frontale d'un lobe de solifluxion couvert d'un pierrier au pied du versant gauche ; B. Blocs et mégalithes dans la matrice limoneuse

cela a été démontré dans la vallée de l'Ourthe (Juvigné, 1977).

En conclusion, en période périglaciaire, le versant droit s'est particulièrement prêté à la libération de blocs et mégalithes du substratum en affleurement, ainsi qu'à l'action de la solifluxion favorisée par des apports de

limon éolien. De ce fait, il a été un important fournisseur de mégalithes pour le Fond de Quarreux, et sa forme en vaste amphithéâtre a favorisé la convergence des mouvements de masse et donc la concentration particulièrement élevée de blocs à l'endroit de son exutoire.



Figure 8. Pierrier à mégalithes tapissant le versant droit de la vallée de l'Amblève à la hauteur du village de Quarreux

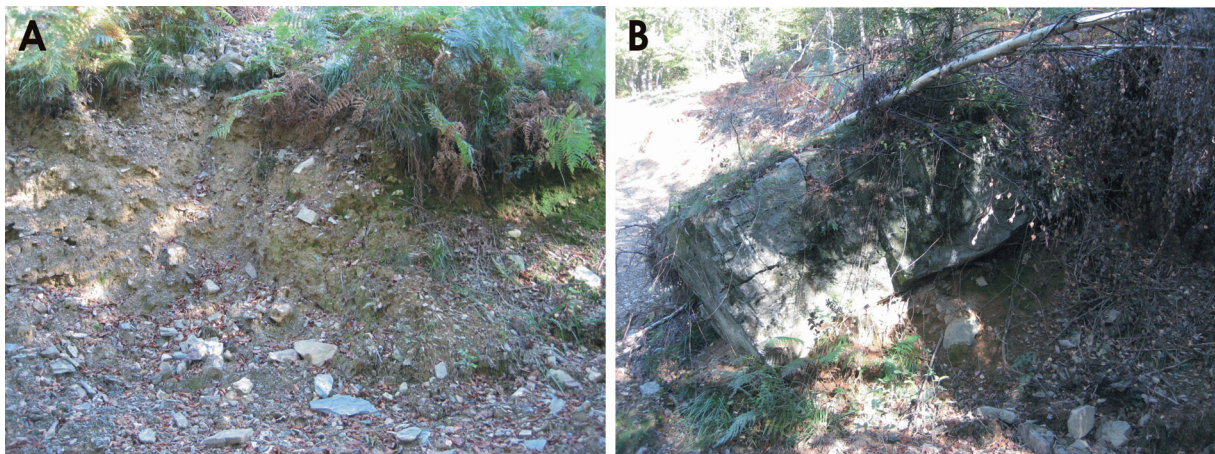


Figure 9. A. Couverture limono-caillouteuse du versant droit de la vallée de l'Amblève à la hauteur du Fond de Quarreux ; B. Un mégalithe nécessairement descendu de son affleurement puisqu'il repose sur du limon d'origine éolienne

VI. L'ÉVACUATION DES MÉGALITHES

La question se pose maintenant de connaître la quantité de roches locales que l'Amblève a dû évacuer au cours de son encaissement dans les quartzites du tronçon du Fond de Quarreux.

A. Volume de quartzite évacué par l'Amblève

L'Amblève s'est emprisonnée dans le massif de quartzite depuis l'altitude d'au moins 350 m (Fig. 10) par surimposition à travers les terrains de l'Oligocène et du Crétacé. Cette fixation du cours d'eau a eu lieu après le retrait régional de la mer oligocène, soit il y a une vingtaine de millions d'années. Depuis lors, elle s'y est encaissée jusqu'à son altitude actuelle (160 m) sur une longueur de 1 200 m (revoir Fig. 5). On peut donc

estimer que depuis cette période, un volume d'environ 90 000 000 m³ de quartzite (dont une part importante sous la forme de mégalithes) a dû être évacué par le cours d'eau (longueur*largeur au niveau de la surface oligocène*profondeur de l'encaissement/2= 1 200 x 800 x 190/2).

Pour répartir l'évacuation d'un tel volume dans le temps, il faut tenir compte de l'accélération du soulèvement de l'Ardenne initié il y a environ 700 000 ans (Juvigné *et al.*, 2005), et qui a provoqué une reprise d'érosion verticale. À cette époque, le réseau hydrographique de la Meuse se trouvait au niveau de sa 'terrace principale', ce qui correspond pour l'Amblève à Quarreux à une altitude d'environ 210 m. Dans ces conditions, le volume de quartzite déjà évacué devait être d'environ 50 000 000 m³ [1200 x 600 x (350 - 210)/2 ; voir Fig. 5 et Fig.10].

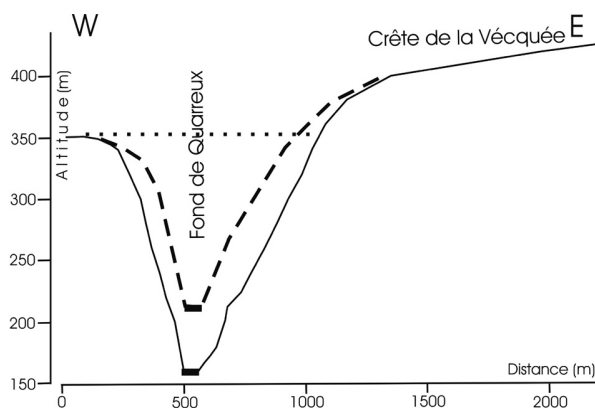


Figure 10. Profils transversaux successifs de la vallée de l'Amblève passant par le Fond de Quarreux et montrant schématiquement trois étapes de l'évolution : trait plein = profil actuel ; trait pointillé = altitude minimale à partir de laquelle le cours d'eau s'est surimposé dans le quartzite ; trait interrompu = profil au moment de la reprise d'érosion induite par l'accélération du soulèvement de l'Ardenne

N.B. Pour les raisons exprimées plus haut, le volume global de mégalithes que la Chefna a apporté à l'Amblève est négligé dans ce calcul.

Pour répartir dans le temps l'évacuation du volume restant (40 000 000 m³), deux scénarios doivent être pris en compte :

1. La reprise d'érosion a commencé dès le début de l'accélération du soulèvement de l'Ardenne à Quarreux (Juvigné *et al.*, 2005 : 700 000 ans), et le volume moyen évacué annuellement au cours des 700 derniers milliers d'années peut être estimé à environ 57 m³.
2. La reprise d'érosion s'est faite suivant une vague régressive initiée à l'embouchure de la Meuse, et elle n'a atteint Quarreux qu'il y a environ 220 000 ans (Rixhon *et al.* 2010), dans quel cas le volume évacué annuellement a été en moyenne de 180 m³.

B. Processus de transport

Dans l'un et l'autre cas, il existe plusieurs processus pour justifier l'évacuation de tels volumes de quartzite du tronçon concerné.

1. *L'érosion lente* par le 'sablage' inhérent au frottement de la charge solide transportée par l'eau lors des crues.
2. *Le transport fluvial* pour lequel il a été établi plus haut que l'Amblève ne peut déplacer les mégalithes tels que nous les avons définis.
3. *La reptation lente sous l'effet de la glace.* Lorsque l'eau gèle sous ou entre les blocs et mégalithes, la transformation de l'eau en glace s'accompagne d'une augmentation de volume de 8%, et d'une pression capable de soulever et d'écarter même les plus gros

mégolithes. Au dégel, ils ne reprennent pas nécessairement leur position initiale, si bien que des déplacements de quelques millimètres, voire centimètres, sont ainsi possibles.

4. *Les radeaux de glace.* Lorsque la rivière gèle, des éléments de toutes tailles sont soudés à la glace qui les entoure. Lors de la crue provoquée au dégel par la fonte de la neige dans le bassin, la couche de glace se soulève et se disloque. Des plaques de glace (radeaux de glace) peuvent alors dériver en emportant même des mégalithes. En effet, pour faire transporter par un cours d'eau un bloc de 1 m³ de quartzite fixé à un radeau de glace, il suffit de 20 m³ de glace. Pour une épaisseur de 10 cm, une plaque de 200 m² suffit donc, soit 14,5 m x 14,5 m'. On peut donc raisonnablement admettre que de tels radeaux aient pu se déplacer dans l'Amblève, puisque la largeur moyenne du lit mineur est de l'ordre de 40 m dans le tronçon étudié et davantage à l'aval.

D'une part, même en cumulant les contributions de ces quatre processus, il est difficile d'admettre que dans les conditions actuelles d'écoulement, l'Amblève puisse évacuer annuellement même le plus faible des volumes estimés plus haut. D'autre part, aucun départ de mégalithe n'a jamais été signalé dans la pire des crues rapportées. Toutefois, en climat périglaciaire, si les trois premiers processus étaient probablement à peine plus importants que de nos jours, l'action des radeaux de glace a dû être nettement plus efficace. En effet, chaque hiver, la rivière gelait, sans doute même entièrement, et au printemps la crue de fonte de neige déclenchait systématiquement la mobilisation de quantités importantes de radeaux de glace. Par ailleurs, la rareté des mégalithes à l'aval immédiat du Fond de Quarreux indique qu'une fois pris en charge par les radeaux de glace, ils ont quitté la région pour n'être déposés que bien à l'aval et notamment dans les alluvions de la Meuse où ils sont connus jusqu'aux Pays-Bas.

VII. MOBILISATION DE MÉGALITHES JUSQU'AU DRYAS RÉCENT

Indépendamment du côté impressionnant de l'accumulation de mégalithes présents actuellement dans le lit de l'Amblève au Fond de Quarreux, il faut constater que leur nombre est très faible par rapport à la quantité globale qui a dû être évacuée au fil de l'encaissement du cours d'eau (voir ci-avant). Il faut donc admettre que, notamment pendant les stades isotopiques marins froids (S.I.M. pairs de #22 à #2, les radeaux de glace ont été suffisamment actifs pour évacuer au fur et à mesure, et loin à l'aval, la majorité des mégalithes provenant des versants adjacents, et secondairement de la Chefna.

Les études sédimentologiques des dépôts meubles des

bassins de la Chefna (Collard, 2002) et du Ninglinspo (Rixhon, 2005 ; Rixhon & Juvigné, 2010) ont mis en évidence que les processus périglaciaires y ont été extrêmement actifs notamment pendant la dernière glaciation, jusque et y compris au Dryas récent. La localisation stratigraphique du Téphra du Laacher See et du Téphra de Rocourt dans plusieurs séquences de dépôts de ces bassins et la méthode de datation au ^{14}C ont été les outils principaux de ce résultat.

D'une part, on sait que l'âge du Téphra du Laacher See est d'environ 12 900 ans et correspond à la partie finale de l'Allerød (quelques âges de références : Bogaard (1995): $12\,900 \pm 1\,120$ BP, $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$; Brauer *et al.* (1999a, 1999b): $12\,880 \pm 120$ BP, varves; Reimer *et al.* (2004) : $13\,060$ - $12\,910$, moyenne d'âges ^{14}C calibrés de nombreux macrorestes végétaux enfouis par les retombées proches du volcan; Blockey *et al.* (2008) : $12\,975$ - $12\,743$ cal BP, séquence lacustre.

D'autre part, l'âge du téphra de Rocourt est fixé à 80 000 ans (Poucllet *et al.*, 2008 ; Juvigné *et al.*, 2008), c'est-à-dire la partie finale de l'Eemien *sensu lato*.

Par ailleurs, dans une tranchée de 4 m de profondeur réalisée dans des dépôts de pied de versant de la vallée de l'Amblève à proximité de la confluence de la Chefna (localisation sur la Figure 5), un niveau de tourbe de 5 à 10 cm d'épaisseur a été trouvé à mi-profondeur entre deux couches de limon éolien remanié par solifluxion (Fig. 11); il est localement dédoublé probablement par arrachement de sa partie supérieure lors la mise en place de la couche sus-jacente. Il a été daté par la méthode du ^{14}C qui a donné un âge conventionnel de $10\,390 \pm 40$ aBP, ce qui correspond à une période comprise entre 12 790 et 11 940 a cal BP. Ce résultat place donc la formation de la matière organique dans le Dryas récent qui a duré de 12 910 à 11 640 ans avant le présent.

Il est donc démontré que, dans le secteur étudié, les processus périglaciaires ont aussi été particulièrement actifs pendant le Dryas récent qui fut une oscillation climatique tellement froide qu'elle a notamment engendré la formation de lithalses (Pissart & Juvigné, 1980 ; Juvigné & Streel, 2008), entre autres sur la crête



Figure 11. Tranchée montrant deux couches limoneuses séparées par une couche de tourbe que Sébastien Collard montre du doigt. En encart, la couche de tourbe dédoublée

de la Vecquée toute proche (Collard, 2002). Il est donc logique d'accepter qu'une dernière vague de blocs qui sont actuellement présents au Fond de Quarreux a pu y déboucher jusqu'au Dryas récent.

VIII. CONCLUSION

Pendant les stades isotopiques les plus froids du Quaternaire (stades pairs de #22 à #2), l'Ardenne a été le siège d'une activité particulièrement importante de processus périglaciaires. Dans ces conditions, l'Amblève a reçu régulièrement de ses versants et secondairement du bassin de la Chefna, des vagues de matériaux meubles parmi lesquels de nombreux mégalithes. Chaque fois la rivière a pu évacuer rapidement la matrice et les blocs de petite taille. Quant à l'enlèvement des mégalithes, il a été assuré par des radeaux de glace particulièrement actifs lors du dégel printanier.

BIBLIOGRAPHIE

- Andrews E.D. (1983). **Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material.** *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1225-1231.
- Ashmore P.E. (1988). **Bed load transport in braided gravel bed stream models.** *Earth. Surf. Proc. and Landforms*, 13, 677-695.
- Asselberghs E. & Geukens F. (1960). *Carte géologique de la Belgique 1/25.000, Feuille Harzé - La Gleize 159.* Bruxelles : IGN.
- Bagnold R.A. (1977). **Bedload transport by natural rivers.** *Water Resources Research*, 13, 303-312.
- Baker V.R. & Kochel R.C. (1988). **Flood sedimentation in bedrock fluvial systems.** In Baker V.R., Kochel R.C. & Patton P.C. (éd.): *Flood Geomorphology*, 123-138.
- Berendsen H.J.A. (2004). *De vorming van het land. Inleiding in de geologie en de geomorfologie. Fysische geografie van Nederland.* Vierde geheel herziene druk met CD-Rom. Assen: Koninklijke Van Gorcum.
- Blockley S.P.E., Bronk Ramsey C., Lane C.S. & Lotter A.F. (2008). **Improved age modelling approaches as exemplified by the revised chronology for the Central European varved lake Soppensee.** *Quaternary Science Reviews*, 27, 61-71.
- Bogaard v.d. P. (1995). **⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of sanidine phenocrysts from Laacher See Tephra (12,900 yr BP): Chronostratigraphic and petrological significance.** *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 163-174.
- Brauer A., Endres C. & Negendank J.F.W. (1999a). **Late-glacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany.** *Quaternary International*, 61, 17-25.
- Brauer A., Endres C., Gunter C., Litt T., Stebich M. & Negendank J.F.W. (1999b). **High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany.** *Quaternary Science Reviews*, 18, 321-329.
- Bravard J.P. & Petit F. (1997). **Les cours d'eau : dynamique du système fluvial ;** Collection U, Paris : Armand Colin, 222 p.
- Charlier J., Vanderschraege D. & De Koning R. (1996). **Le grand Atlas.** De Boeck-Wesmael, 192 p.
- Chin A. (1989). **Step-pools in stream channels.** *Progress in Physical Geography*, 13(3), 391-408.
- Chin A. (1999). **The morphologic structure of step-pools in mountain streams.** *Geomorphology*, 27, 191-204.
- Chin A. (2002). **The periodic nature of step-pool mountain streams.** *American Journal of Science*, 302(2), 144-167.
- Chin A. & Phillips J.D. (2007). **The self-organization of step-pools in mountain streams.** *Geomorphology*, 83, 346-358.
- Collard S. (2002). *Contribution à l'étude géomorphologique du bassin de la Chefna et de la vallée de l'Amblève dans les Fonds de Quarreux.* Mémoire de licence en Sciences géographiques, inédit, Université de Liège, 187 p.
- Costa J.E. (1983). **Palaeohydraulic reconstruction of flashflood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range.** *Geol. Soc. of America Bull.*, 94, 986-1004.
- De Jong C. & Ergenzinger P. (1995). *The interrelationships between mountain valley form and river-bed arrangement.* In Hickin E.J. Ed., *River Geomorphology*, Toronto: Wiley, 55-91.
- Delvaux E. (1885). **Note succincte sur l'excursion de la Société géologique à Spa, Stavelot et Lamersdorf en août-septembre 1885.** *Annales de la Société royale de Malacologie de Belgique*, XX, p. 19.
- Deroanne C. & Petit F. (1999). **Longitudinal evaluation of the bed load size and of its mobilisation in a gravel bed river.** *Floods and Landslides, Integrated Risk Assessment.* Casale R. & Margottini C. (Eds), Berlin: Springer-Verlag, 22, 335-342.
- Dewalque G. (1885). **Sur la présence de stries glaciaires dans la vallée de l'Amblève.** *Annales de la Société géologique de Belgique*, XII, p. 157.
- Dumont A. (1847). **Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan du l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros.** Première partie : Terrain Ardennais. *Mémoires de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et de Beaux-Arts de Belgique*, 20, 1-163.
- Ferguson R.I. (2005). **Estimating critical stream power for bedload calculations in gravel-bed rivers.** *Geomorphology*, 70, 33-41.
- Fourmarier P. (1958). *Carte géologique de la Belgique 1/25.000, Feuille Louveigné - Spa 148,* Bruxelles : IGN.

- Geukens F. (1952). Contribution à l'étude de la partie nord-ouest du massif cambrien de Stavelot. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 16, 77-170.
- Geukens F. (1959). Le contact Gedinnien - Cambrien dans les environs de Quarreux (Amblève). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 68, 447-452.
- Geukens F. (1999). Notes accompagnant une révision de la carte structurale du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 9, 183-190.
- Gob F., Jacob N., Bravard J.P. & Petit F. (2005). Determining the competence of mountainous Mediterranean streams using lichenometric techniques. *International Association of Hydrological Sciences : "River Catchment Dynamics : Natural Processes and Human Impacts"* (R.J. Batalla & C. Garcia, Eds), IAHS Publ. 299, 161-170.
- Gob F., Jacob N., Bravard J.P. & Petit F. (2008). The value of lichenometry in assessing the incision of submediterranean rivers from Little Ice Age, the Ardeche and the Upper Loire (France). *Geomorphology*, 94 (1-2), 170-183.
- Gob F., Bravard J.P. & Petit F. (2010). The influence of sediment size, relative grain size and channel slope on initiation of sediment motion in boulder bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1535-1547.
- Gosselet J. (1888). *L'Ardenne*. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris : Baudry, 881 p.
- Grant G.E., Swansson F.J. & Wolman M.G. (1990). Pattern and origin of stepped-bed morphology in high gradient streams, Western Cascades, Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 243-256.
- Guillaume N. (2006). *Etude de l'influence de la centrale hydroélectrique de Heid de Goreux sur la morphologie de l'Amblève et sur l'utilisation de l'habitat physique par des poissons rhéophiles entre Nonceveux et Sougné-Remouchamps*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 201 p.
- Hance L., Dejonghe L. & Steemans Ph. (1992). Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115, 119-134.
- Hjulström F. 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bull. Geol. Institute*, University of Uppsala, 25, 221-527.
- Jacob N., Gob F., Bravard J.P. & Petit F. (2006). La dynamique fluviale d'un cours d'eau de marge passive : le Chassezac (Cévennes, France). *Géomorphologie*, 1, 3-22.
- Jacquemin I. (2008). *Dynamique fluviale d'une rivière à blocs : le ruisseau de Ruaumoulin (affluent de la Semois ardennaise)*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 118 p.
- Juvigné E. (1977a). Déflation éolienne sur les alluvions de l'Ourthe au Pléistocène. *Rev. belge de Géogr.*, 101, 175-185.
- Juvigné E. (1977b). La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laacher See (Eifel). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21, 323-342.
- Juvigné E. (1977c). Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 100, 13-22.
- Juvigné E. (1993). Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 36, 66 p.
- Juvigné E. (2008). Un champ de traces de lithalses à 450 m d'altitude au lieu-dit "Sur la Fagne" (Ville au Bois, crête de la Vecquée). *Hautes Fagnes*, 270, 8-9.
- Juvigné E., Cordy J.-M., Demoulin A., Geeraerts R., Hus J. & Renson V. (2005). Le site archéo-paléontologique de La Belle-Roche (Belgique) dans le cadre de l'évolution géomorphologique de la vallée de l'Amblève inférieure. *Geologica Belgica*, 8/1-2, 121-133.
- Juvigné E. & Strel M. (2007). Un patrimoine exceptionnel en Europe moyenne : les lithalses des Hautes Fagnes. *Hautes Fagnes*, 268, 18-20.
- Juvigné E., Tallier E., Haesaerts P. & Pirson S. (2008). Un nouveau stratotype du Téphra de Rocourt dans la carrière du Romont (Eben/Bassenge, Belgique). *Quaternaire*, 19 (2), 133-139.
- Knighton D. (1998). *Fluvial Forms and Processes*. London: Arnold, 383 p.
- Komar P.D. (1987). Selective grain entrainment by a current from a bed of mixed sizes: a reanalysis. *J. Sediment. Petrol.*, 57, 203-211.
- Komar P.D. (1996). Entrainment of sediments from deposits of mixed grain sizes and densities. In Carling P.D. & Dawson M.R. (Eds): *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*, Chichester: Wiley, 127-181.
- Lamarre H. & Roy A. (2001). Organisation morphologique des blocs et des amas de galets dans les cours d'eau à lit de graviers. *Géographie physique et Quaternaire*, 55(3), 275-287.
- Lenzi M.A. (2001). Step-pool evolution in the Rio Cordon, Northeastern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 991-1008.
- Levecq Y., Houbrechts G., Van Campenhout J., Hallot E., Peeters A. & Petit F. (2011). *Caractérisation et quantification des sédiments en rivières (matières en suspension et charge de fond) en relation avec une différenciation régionale. Compléments au Rapport final, 2^{ème} partie, Charge de fond*, Direction Générale des Cours d'Eau Non Navigables, Ministère de la Région Wallonne, 172 p.
- Lohest M. (1891). Sur le transport et le déplacement des cailloux volumineux de l'Amblève. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 18, 107-111.

- Macar P. (1946). *Principes de Géomorphologie normale*. Liège : Vaillant-Carmanne, 304 p.
- Macar P. (1957). Résultats d'ensemble d'études récentes sur les terrasses fluviales et les formes d'érosion associées en Haute Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80, 395-412.
- Macar P. (1969). Actions périglaciaires et évolution des pentes en Belgique. *Biuletyn Peryglacjalny*, 18, 137-152.
- Mac Farlane W. & Wohl H. (2003). Influence of step composition on step geometry and flow resistance in step-pool streams of the Washington Cascades. *Water Resources Research*, 39(2) 1037, doi :10.1029/2001WR001238
- Mao L., Uyttendaele G.-P., Iroumé A. & Lenzi M.A. (2008). Field based analysis of sediment entrainment in two high gradient streams located in Alpine and Andine environments. *Geomorphology*, 93, 368-383.
- Mbuyu Numbi (1989). *Etude des paramètres influençant les relations pluie-débit. Modèle de prévision des crues. Application aux bassins alimentant le lac d'Eupen : Helle, Getz, Vesdre*. Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Université de Liège, 302 p.
- Montgomery D.R. & Buffington J.M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 596-611.
- Neill C.R. (1968). *A re-examination of the beginning of movement for coarse granular bed material*. Wallingford Hydraulics Research station, Report 68, 37 p.
- Pauquet A. & Petit F. (1993). Évolution et fréquence des inondations de l'Ourthe inférieure. *Bull. Soc. belge d'études géographiques*, 62 (2), 361-375.
- Petit F. (1994). Dimensionless critical shear stress evaluation from flume experiments using different gravel beds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, 565-576.
- Petit F., Pauquet A. & Pissart A. (1996). Fréquence et importance du charriage dans des rivières à charge de fond graveleuse. *Géomorphologie*, 2, 3-12.
- Petit F., Gob F., Houbrechts G. & Assani A.A. (2005a). Critical unit stream power in gravel-bed rivers. *Geomorphology*, 69, 92-101.
- Petit F., Hallot E., Houbrechts G. & Mols J. (2005b). Evaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et de haute Belgique. *Bull. Soc. Géog. Liège*, 46, 37-50.
- Petit F., Hallot E., Houbrechts G., Levecq Y., Mols J., Peeters A. & Van Campenhout J. (2008). La typologie et les caractéristiques hydrogéomorphologiques des cours d'eau wallons. Actes du Colloque : « La Gestion physique des cours d'eau, bilan d'une décennie d'ingénierie écologique », Namur, octobre 2007, 7-16.
- Pissart A. (1961). Les inondations dans la région de Verviers-Eupen. Étude préalable à un aménagement du territoire. *Bulletin du CEBEDEAU*, 123, 62-75.
- Pissart A. (1987). Géomorphologie périglaciaire. Texte des leçons de la Chaire Franqui belge. Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège, 135 p.
- Pissart A. & Juvigné E. (1980). Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 103, 73-86.
- Pouclet A., Juvigné E. & Pirson S. (2008). The Rocourt Tephra, a widespread 90-74 ka stratigraphic marker in Belgium. *Quaternary Research*, 70, 105-120.
- Rahir E. (1899). *Promenades dans les vallées de l'Amblève et de l'Ourthe*. Séminaire de géographie, Bruxelles, 122 p.
- Ribecai C. & Vanguetaine M. (1993). Latest Middle-Late Cambrian acritarchs from Belgium and northern France. *Special Papers in Palaeontology*, 48, 45-55.
- Riggs H.C. (1976). A simplified slope-area method to estimating flood discharges in channel. *J. Res. U.S. Geol. Survey*, 4, 285-291.
- Rixhon G. (2005). *Contribution géomorphologique au bassin du Ninglinspo*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, inédit, Université de Liège, 171 p.
- Rixhon G. & Juvigné E. (2010). Periglacial deposits and correlated processes in the Ninglinspo valley (Ardenne, Belgium). *Geologica Belgica*, 13/1, 49-60.
- Rixhon G., Braucher R., Boulès D., Siame L., Bovy B. & Demoulin A. (2011). Quaternary river incision in NE Ardennes (Belgium) - Insights from ¹⁰Be/²⁶Al dating of river terraces. *Quaternary Geochronology*, 6(2), 273-284.
- Robert A. (2003). *River Processes*. London: Arnold, 214 p.
- Sintubin M. & Matthijs J. (1998). Structural implications of the geometry of the western margin of the Lower Paleozoic Stavelot Massif in the Ninglinspo area (Nonceveux, Belgium). *Aardkundige Mededelingen*, 9, 97-110.
- Stainier X. (1895). Stries pseudo-glaciaires en Belgique. *Bulletin de la Société belge de Géologie de Paléontologie et d'Hydrologie*, X, Procès verbal, p. 212.
- Sundborg A. (1956). The river Klarälven, a study of fluvial processes. *Geogr. Annaler*, 38, 127-316.
- Sundborg A. (1967). Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology: 1. General views and graphic methods. *Geogr. Annaler*, 49A, 333- 343.
- Tenret J.-M. (1969). *Analyse phytogéographique de la vallée de la Chefna*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 187 p.
- Thompson C.J., Croke J., Ogden R. & Wallbrink P. (2006). A morpho-statistical classification of mountain stream reach types in southeastern Australia. *Geomorphology*, 81, 43-65.
- Van den Broeck E. (1900). Contributions à l'étude des phénomènes d'altération dont l'interprétation erronée

- pourrait faire croire à l'existence de stries glaciaires. *Bulletin de la Société belge de Géologie de Paléontologie et d'Hydrologie*, XIII, p. 328.
- Vanguetaine M. (1974). Espèces zonales d'Acritarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et de l'Ardenne française. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 18, 63-82.
- Verniers J., Herbosch A., Vanguetaine M., Geukens F., Delcambre B., Pingot J.-L., Belanger I., Hennebert M., Debacker T., Sintubin M. & De Vos W. (2002). Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4, 5-38.
- Williams G.P. & Costa J.E. (1987). Geomorphic measurements after a flood. In Baker V.R., Kochel R.C. & Patton P.R. (Eds): *Flood Geomorphology*, Chichester: Wiley, 65-77.
- Williams G.P. (1987). Paleofluvial estimates from dimensions of former channels and meanders. In Baker V.R., Kochel R.C. & Patton P.R. (Eds): *Flood Geomorphology*, Chichester: Wiley, 321-334.
- Wohl E.E. (2000). Substrate influence on step-pool sequences in the Christopher Creek drainage, Arizona, *Journal of Geology*, 108, 121-129.

Coordonnées des auteurs :

(*) Sébastien COLLARD, Etienne JUVIGNÉ,
François PETIT
Université de Liège
Département de Géographie
Unité de Géographie physique
Sart Tilman, Bât. B11
B-4000 Liège

(**) Jean-Marc MARION, Bernard MOTTEQUIN
Université de Liège
Département de Géologie
Unité de Paléontologie animale et humaine
Bât. B18
B-4000 Liège

Corresponding author: Francois.Petit@ulg.ac.be

