

Les processus contrôlant l'évolution du tracé d'une rivière ardennaise¹

par

FRANÇOIS PETIT, Liège

avec 4 figures

Zusammenfassung. Die Entwicklung eines kleinen kiesführenden Flusses in den Belgischen Ardennen wurde für 5 Jahre analysiert. Die Mäander dieses Flusses haben einen Omega-Grundriß. Beim Ausuferungswasserstand fließt ein kleiner Teil des Abflusses über den Mäanderhals und ruft eine Art Abkürzung hervor. Wegen des steileren Gradienten erfolgt die rückschreitende Erosion am Mäanderhals besonders an dem konkaven Ufer. Dieses Einschneiden wurde nicht bei allen Mäanderhälsen beobachtet, denn es ist notwendig, daß die Vegetationsdecke zerstört ist durch die Erosion, bevor ein Durchbruch möglich ist. Dieses Verschwinden der Vegetation kann durch grasende Tiere gefördert werden. Nach dem Durchbruch ist die kleine Insel, die von den Altarmresten umgeben wird, im Niederwasserbett weiter ausgebildet. Mäanderdurchbrüche sind in diesem Fluß begünstigt durch die Tatsache, daß Ausuferungswasserstände verhältnismäßig häufig eintreten (im Mittel 2,5mal/Jahr). Zahlreiche Kiesbänke in und entlang der Ufer können als Schwellen wirken und die Vertiefung des Flußbettes verhindern. Dieses ist der Hauptgrund für die Überschwemmung der Ufer bei relativ mäßigen Abflüssen.

Summary. The evolution of a small gravel bearing river in the Ardennes in Belgium was analysed during 5 years. The meanders in this river have an omega-form. At bank-full stage a small part of the discharge flowed over the meander head, creating some kind of shortcut. Due to the steeper gradient, regressive erosion occurs at the meander head especially at the concave bank. Such incision was not observed at all meander heads, because it is necessary that the vegetation cover should be torn off before erosion of the shortcut bypass is possible. This vanishing of the vegetation may be favoured by animal grazing. After cutoff, the small islands, surrounded by the ox-bow channel remnants, remain present in the bed of the low stage river. Meander cutoff in this river is favoured by the fact that bank-full discharge occurs relatively frequent (mean 2.5 times/year). Numerous gravel lenses in and along the banks may act as sills, preventing deepening of the channel. This is the main cause for overflowing of the banks at relatively modest discharges.

1 Les phénomènes décrits dans cet article ont été observés et discutés sur le terrain par les participants du troisième colloque Benelux traitant des processus géomorphologiques actuels, lors de l'excursion du 14 septembre 1983.

Résumé. L'évolution détaillée d'une petite rivière ardennaise a été suivie pendant cinq années consécutives. Les méandres en oméga sont court-circuités par une fraction du débit lors de crues supérieures au débit à pleins bords. Des déversements se produisent alors dans la dernière boucle des méandres, provoquant ainsi une érosion régressive de leur rive concave. Les phénomènes d'incision de chenaux de recouplement au travers du pédoncule des méandres ne sont pas généralisés car, pour qu'un chenal puisse s'inciser, il semble indispensable qu'il y ait un scalping du tapis végétal ce qui nécessite des conditions préparatoires (telles que l'action des animaux fouisseurs) dont l'occurrence semble aléatoire. D'autre part, des îlots sont individualisés dans le lit mineur, également par incision de chenaux de recouplement au travers de petites boucles serrées de la rivière. Ces différents recouplements sont favorisés par le fait que les débordements de la rivière étudiée sont anormalement fréquents (débit à pleins bords atteint ou dépassé en moyenne 2,5 fois/an), ce qui traduit un manque d'adaptation du lit mineur aux débits. Les nombreuses lentilles caillouteuses qui affleurent dans les berges conditionnent en effet l'édification et le renforcement de seuils d'accumulation qui font ainsi office de barrage et qui favorisent dès lors des débordements pour des débits relativement faibles.

Introduction

L'évolution géomorphologique détaillée d'une rivière ardennaise à charge caillouteuse a été suivie pendant cinq années. Cette rivière, la Rulles en forêt d'Anlier, entaille la retombée méridionale de l'Ardenne et la plus grande partie de son bassin versant s'étend sur les quartzophyllades et les quartzytes du Siegenien.

A l'endroit de notre étude, le bassin versant de la Rulles couvre une superficie de 16 km²; il est entièrement boisé, principalement en feuillus. L'influence anthropique y est limitée tant au niveau du bassin hydrographique qu'au niveau du lit de la rivière et de ses abords immédiats.

Les précipitations annuelles y atteignent 1100 mm (BOLLINE, LAURANT & BOON 1979). Un maximum s'individualise nettement à la fin de l'automne et au début de l'hiver; ce type de régime caractérise d'ailleurs l'ensemble de la région située au sud de la crête de Bastogne (LAGIEWKA 1981).

Étant donné la dimension restreinte de la rivière (sa largeur est en moyenne de 3 m), étant donné la fréquence et la précision des mesures, nous avons suivi les modifications géomorphologiques dans deux secteurs limités de rivière longs d'une centaine de mètres chacun. Cinq secteurs de rivière nettement plus importants ont également été étudiés selon une méthode d'approche moins détaillée mais qui par sa rapidité d'application nous a permis d'élargir le nombre de formes étudiées. De la sorte, il a été possible de généraliser certains processus mis en évidence lors de l'étude des secteurs détaillés et de voir si les formes étudiées dans ces derniers reflétaient bien la physionomie générale de la rivière.

Une station limnigraphique a été équipée à proximité des secteurs d'études, ceci afin d'identifier le débit générateur d'une modification et de savoir quelle était sa fréquence. Les débits y ont été enregistrés pendant six années; des traitements statistiques ont été effectués en vue de déterminer les récurrences de débits caractéristiques, ceci grâce à des ajustements dans les distributions de Galton et de Gumbel (DEGÉE & PETIT 1981). Ainsi, le débit de la crue annuelle est de 3 m³/sec, celui de la crue quinquennale d'un peu plus de 5 m³/sec, ceci pour un débit moyen annuel de 0,3 m³/sec. Par ailleurs, nous avons pu déterminer que le débit à pleins bords, connu par observations sur le terrain (1,3 m³/sec),

était atteint ou dépassé en moyenne 2,5 fois/an. Une fréquence aussi élevée du débit à pleins bords apparaît anormale comparativement à ce qui a été mis en évidence dans d'autres études; la récurrence du débit à pleins bords y est généralement voisine de 1,5 ans (LÉOPOLD, WOLMAN & MILLER 1964; HEY in PETTS 1977).

Une étude comparative avec les débits de la Semois mesurés à Membre depuis 1929, nous a permis de déterminer que la fréquence anormalement élevée des débordements de la Rulles ne résultait pas du fait que la période d'observations (1974–1979) ait été anormalement humide, bien au contraire.

Les débordements fréquents de la Rulles traduisent donc un manque d'adaptation du lit mineur aux débits; nous envisagerons ci-dessous, les causes de ces débordements et les conséquences d'un point de vue géomorphologique.

1. *Physionomie générale de la rivière et de ses abords*

La plaine alluviale, large d'une cinquantaine de mètres, est subhorizontale; on n'y observe pas de levées naturelles. Dans un passé encore récent, elle était soumise à des pratiques pastorales telles que le fauchage et le pâturage. L'abandon de ces pratiques a permis la mise en place d'une végétation caractéristique des fonds inondables (jonchaie et cariçaie notamment) qui évolue actuellement vers une forêt alluviale (aulnaie). Toutefois, en plusieurs endroits, la plaine alluviale a été récemment plantée en résineux.

La rivière coule le plus souvent en un chenal unique bien individualisé qui forme une série de sinuosités (l'indice de sinuosité défini par LÉOPOLD & WOLMAN 1957, est proche de 2,0); la pente moyenne de la rivière est de 0,5%.

Le lit mineur est creusé dans le limon alluvial compacté et il est rare que la rivière soit en contact avec le bed-rock. Des lentilles caillouteuses de petite dimension affleurent cependant dans les berges ou au pied de celles-ci; les cailloux y sont généralement d'assez petite dimension (moins de 5 cm de diamètre). En revanche, lorsque la rivière atteint le bas du versant, le matériel mis à la disposition de la rivière est nettement plus grossier (15 cm et plus). Ces différents types d'affleurements sont nombreux et la rivière peut ainsi se recharger à de multiples reprises en matériel caillouteux. Nous verrons l'incidence que ceci peut avoir sur l'évolution du tracé de la rivière.

Nous analyserons tout d'abord les modifications dans un premier secteur de rivière car la plupart des formes qui caractérisent le tracé de la rivière s'y trouvent rassemblées. Nous envisagerons ensuite de façon succincte, un second secteur où les formes sont à des stades d'avancement différents et où d'autres processus interviennent.

Dans le premier secteur, les sinuosités de la rivière s'organisent schématiquement en deux méandres dont la forme évoque celle d'un oméga (fig. 1); la longueur d'onde des méandres est de l'ordre de 20 m, l'amplitude de 15 m. Des mouilles sont associées à chacune des boucles des méandres et des seuils constitués de dépôts caillouteux récents sont localisés aux points d'inflexion qui séparent les boucles. On note cependant plusieurs différences par rapport au schéma des méandres généralement admis (LÉOPOLD & WOLMAN 1960; TRICART 1977). C'est principalement la présence de quatre îlots, l'évolution des seuils caillouteux ainsi que la forme de la dernière boucle des méandres qui, comme nous allons le voir ci-dessous, résulte de phénomène de plonge-pool.

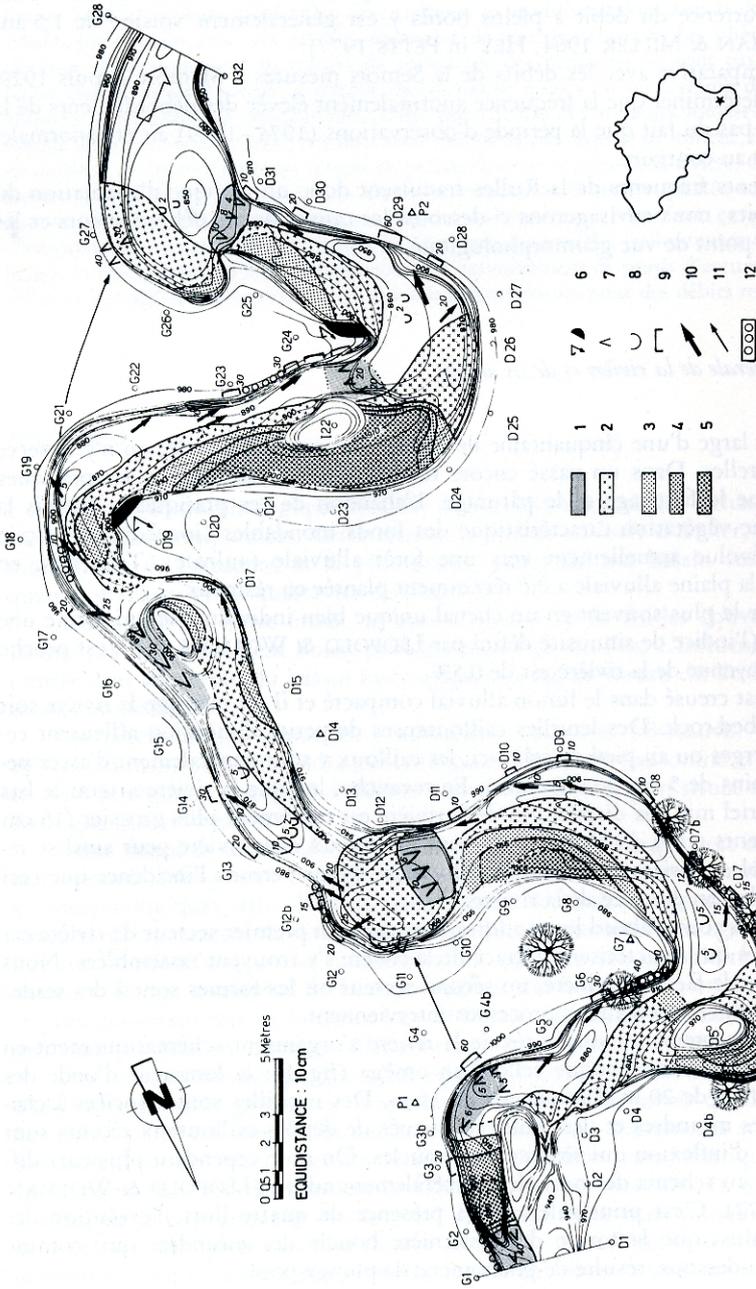


Fig. 1. Modifications géomorphologiques observées dans un secteur d'études détaillées au cours de la période 1973-1978. - 1. Zones remarquables d'érosion régressive. 2. Dépôts transitoires. 3. Accumulations stabilisées (moins de 10 cm d'épaisseur). 4. Accumulations stabilisées (de 10 à 20 cm d'épaisseur). 5. Accumulations stabilisées (plus de 20 cm d'épaisseur). 6. Basculement de mottes par sapement (à la suite de déversements du débit en période d'inondations). 7. Erosion régressive. 8. Erosion verticale. 9. Erosion latérale. 10. Erosion oblique. 11. Court-circuit du débit en période d'inondations. 12. Lentilles caillouteuses affleurant dans les berges. Les chiffres en italique indiquent l'importance de l'érosion observée (en cm).

2. *Boucles évoluant par plunge-pool*²

Dans la dernière boucle de chaque méandre en oméga, la rive concave forme une encoche importante; il s'y édifie un dépôt limono-sableux et pourtant cette rive subit encore une érosion (à proximité des repères G11 et G27, fig. 1).

Le dépôt limono-sableux s'édifie lors de faibles débits. En effet, dans chacune de ces boucles, un contre-courant prend alors naissance au point d'impact que forme le courant principal contre la rive concave en aval du sommet de la boucle. Le contre-courant s'organise en cellule continue à axe vertical et coule au pied de la partie de rive concave qui forme encoche; il est séparé du flux principal par une zone de contact où prennent naissance de petits tourbillons. Les vitesses qui animent le contre-courant sont nettement moins élevées que celles du flux principal (fig. 2) et permettent ainsi la sédimentation d'éléments fins. Contrairement aux dépôts fins qui s'édifient en rive convexe, les sédiments présentent ici un mauvais classement (indice de Dyer généralement supérieur à 2,5) et l'allure des courbes granulométriques se rapproche du type logarithmique, ce qui évoque généralement un dépôt en vrac (TRICART 1965). Dans le cas présent, ce processus résulterait de la succession répétée d'épisodes calmes et agités étant donné l'oscillation latérale de la limite entre le contre-courant et le flux principal.

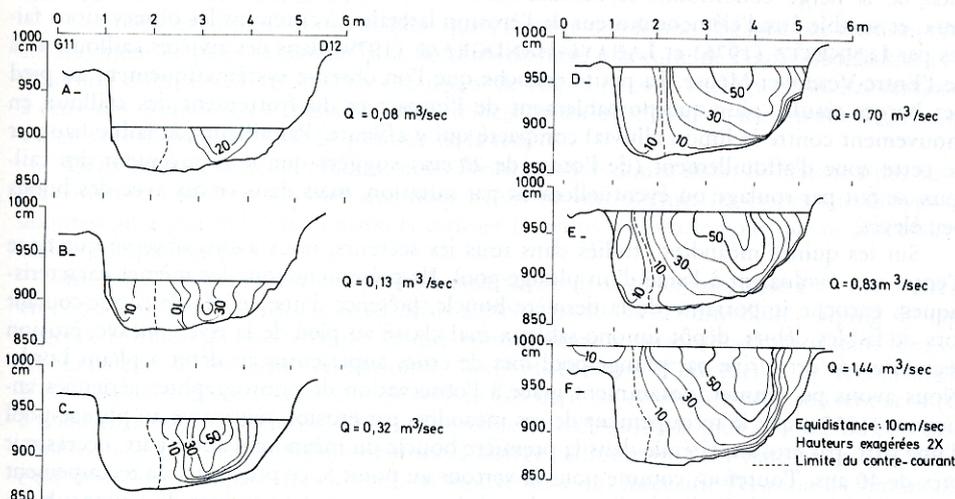


Fig. 2. Répartition des vitesses du courant et du contre-courant au profil G11-D12 (profil transversal dans une boucle évoluant par plunge-pool; rive concave = rive gauche).

² Le terme *plunge-pool* défini par BAULIG (1970) s'applique seulement à une forme (bassin creusé par des chutes verticales) mais nous utiliserons également ce terme pour définir le processus qui façonne cette forme, c'est-à-dire, comme nous le verrons ci-dessous, le déversement d'une fraction du débit en période d'inondations.

Ce dépôt n'est cependant que transitoire; il se fait remanier lorsque le débit augmente car les vitesses du contre-courant sont alors plus importantes (25 cm/sec, fig. 2); elles ne suffisent cependant pas à assurer l'érosion du limon alluvial compacté qui constitue la rive concave (SUNDBORG 1956).

En période de crues supérieures au débit à pleins bords, la cellule de contre-courant tend à disparaître (voir à ce propos la moindre extension latérale de la cellule de contre-courant à la fig. 2) et disparaît même complètement lors des crues les plus élevées. En effet, il y a non seulement, lorsque le débit augmente, un élargissement du point d'impact qui engendre le contre-courant, mais de plus, en période d'inondations, une fraction du débit court-circuite alors l'ensemble du méandre, de la première boucle vers la dernière (respectivement de G4 vers G11 et de G21 vers G27 à la fig. 1) et se déverse dans la partie de la rive concave où coulait le contre-courant. C'est alors qu'il y a érosion de cette rive et uniquement à ce moment là, car en l'absence de crues supérieures au débit à pleins bords, nous n'avons jamais observé l'érosion de la partie de rive concave qui se trouve en amont du point d'impact.

Ainsi les cellules de contre-courant semblent être un mode d'adaptation du courant à une forme façonnée lors de débits plus importants; ce contre-courant ne joue pas un rôle érosif et protège même la berge de l'action du flux principal.

En aval du point d'impact (respectivement en aval des repères G12 et G27), la rive concave évolue par érosion latérale, tout comme dans la plupart des autres rives concaves du méandre; ceci déjà lors de crues inférieures au débit à pleins bords. Le sapement du pied de la berge conditionne le basculement de cette dernière placée ainsi en porte-à-faux, et semble être l'élément moteur de l'érosion latérale. Ceci rejoint les observations faites par LENNERTZ (1976) et LAHAYE-HANDGRAAF (1979) dans des rivières caillouteuses de l'Entre-Vesdre-et-Meuse. La petite encoche que l'on observe systématiquement au pied des berges résulte plus que probablement de l'impact et du frottement des cailloux en mouvement contre le limon alluvial compacté qui y affleure. Par ailleurs, la faible hauteur de cette zone d'affouillement (de l'ordre de 20 cm) suggère que le mouvement des cailloux se fait par roulage ou éventuellement par saltation, mais dans ce cas avec des bonds peu élevés.

Sur les quinze méandres étudiés dans tous les secteurs, nous avons observé que onze d'entre eux évoluaient à l'aide d'un plunge-pool. Ils présentent tous les mêmes caractéristiques: encoche importante de la dernière boucle, présence d'une cellule de contre-courant lors de faibles débits, dépôt limono-sableux mal classé au pied de la rive concave, érosion régressive de cette rive par plunge-pool lors de crues supérieures au débit à pleins bords. Nous avons pu estimer, notamment grâce à l'observation de photographies aériennes anciennes (1957), que le recouplement de ces méandres par érosion régressive au plunge-pool d'une part, par érosion latérale dans la première boucle du méandre d'autre part, nécessitait près de 40 ans. Toutefois, comme nous le verrons au point 5, ce processus de recouplement est accéléré lorsqu'il s'individualise un chenal de recouplement au travers du pédoncule du méandre.

3. *Les îlots*

Si on envisage les îlots selon une coupe transversale, on constate que leur sommet est sub-horizontale et se trouve à un niveau altimétrique proche de celui de la plaine alluviale

(fig. 1). Par ailleurs, ces îlots ont des bords nets et le matériel qui les constitue est identique à celui de la plaine alluviale. Ces éléments suggèrent que ces formes ont été dégagées par érosion et ne résultent pas d'accumulations. Ceci est d'ailleurs confirmé par l'évolution des chenaux qui individualisent chacun des îlots.

Si on prend comme exemple l'îlot recoupé par le profil transversal G16-D17 (fig. 1), le chenal qui longe la rive gauche se présentait au début de la période d'observations, comme un haut-fond constitué de limon alluvial compacté. Les pentes du plan d'eau y étaient marquées (plus de 1%) et il se formait un petit déversement au sein même du lit mineur (raison pour laquelle nous avons appelé ces seuils des *seuils déversants*). De ce fait, le limon alluvial qui formait le seuil s'est fait éroder et la mouille située en aval a reculé (de 3 m en cinq ans) assurant ainsi la jonction avec la mouille située en amont (mouille recoupée par le profil transversal G15-D15).

Nous avons pu constater que l'érosion régressive du seuil déversant se faisait déjà pour des débits faibles, à peine supérieurs aux débits d'étiage.

Parallèlement à l'incision de ce chenal, le chenal qui longe la rive droite a perdu de son activité; il s'est fait colmater par des dépôts graveleux et sableux, ceci plus particulièrement par verrouillage à l'amont.

L'évolution des chenaux en sens opposé se vérifie pour les autres îlots. Ainsi dans le cas de l'îlot recoupé par le profil G24-D23 (fig. 1), les deux chenaux détournaient une fraction équivalente du débit au début de la période d'observations. Le chenal qui longe la rive droite est complètement colmaté à l'heure actuelle tandis que l'autre a évolué par érosion régressive et érosion latérale.

Ces deux exemples montrent bien que l'îlot est une forme dégagée par érosion. C'est un fragment de plaine alluviale isolé de cette dernière à la suite de l'individualisation et de l'incision d'un chenal, ce processus résultant de courts-circuits analogues, *mutatis mutandis*, à ceux des méandres. Le chenal en cours d'incision est un chenal de recouplement; celui qui est en voie d'abandon est le lit primitif de la rivière.

Dans les sept secteurs étudiés, nous avons observé douze îlots; ils étaient à des stades d'avancement différents si bien que nous avons pu reconstituer les étapes successives qui aboutissent à leur individualisation et estimer le temps nécessaire pour que ce processus se réalise complètement.

La situation initiale est une petite boucle serrée de la rivière soumise à un court-circuit en période de crues supérieures au débit à pleins bords. A la suite d'un scalping du tapis végétal, le limon alluvial affleure, ce qui, comme nous le verrons également dans le cas de recouplement de méandre, conditionne l'individualisation d'un chenal de recouplement. L'incision de ce dernier va en s'accéléralant du fait qu'il est de plus en plus souvent actif (car à une altitude relative moins élevée). Toutefois, l'accéléralation la plus sensible du processus d'incision se fait à partir du moment où la charge caillouteuse peut transiter par le chenal; c'est donc bien l'impact des cailloux en mouvement qui intensifie l'érosion du limon alluvial.

Le chenal de recouplement détourne ainsi une part de plus en plus grande du débit; dans l'ancien lit par contre, il se constitue des dépôts de plus en plus fins qui, dans un stade final, assurent son colmatage.

Nous avons pu estimer que le temps nécessaire à la réalisation complète de ce type de recouplement – du stade initial (scalping) au stade terminal (déviation de la totalité du débit par le chenal de recouplement et remblaiement quasi total de l'ancien lit) – était de l'ordre de 20 ans. Ce laps de temps peut sembler long vis-à-vis de l'évolution en cinq ans des

îlots étudiés en détail ci-dessus. Il faut cependant tenir compte du fait que dans ces cas, les chenaux étaient déjà incisés au début de la période d'observations et que la charge caillouteuse y transitait déjà.

Le processus qui aboutit à l'individualisation des îlots est donc comparable à celui des courts-circuits de méandre qui provoquent les plunge-pools, mais à une échelle spatiale différente et à un stade plus avancé puisque, dans le cas des îlots, les chenaux sont déjà individualisés.

Ce processus de recouplement par individualisation d'un chenal de déversement avait déjà été mis en évidence dans des rivières plus importantes, notamment le Mississippi (FISK 1947, 1952), l'Ourthe (JUVIGNÉ 1964) et la Meuse (PAULISSEN 1973). Ils semblent même très fréquents dans le cas de rivière à régime contrasté (VOGT 1965). Dans le cas de la rivière Bollin (Cheshire) étudiée par MOSLEY (1975), tout un méandre a été recoupé par incision d'un chenal mais il semble que dans le cas de cette rivière, ce phénomène soit exceptionnel. D'autre part, MASSON (1971) a également observé dans une petite rivière ardennaise (la Lienne), l'individualisation d'un îlot à la suite de l'incision d'un chenal de recouplement.

Dans le cas de la Rulles, ces phénomènes de recouplement semblent généralisés. Il est évident que plus les débordements de la rivière sont fréquents, plus la chance que se produise un recouplement de ce type est grande. Or, l'analyse des débits a montré que les débordements étaient anormalement fréquents et qu'ils ne résultaient pas d'une cause hydrologique (années pluvieuses par exemple).

Si les débordements sont si fréquents, c'est qu'il y a un manque d'adaptation du lit mineur aux débits ou, en d'autres termes, que les sections transversales ne sont pas, au moins localement, suffisantes pour assurer l'écoulement. Une charge caillouteuse importante pourrait être une cause de ces rétrécissements. En effet, la charge caillouteuse mise à la disposition de la rivière est importante, vu la fréquence des affleurements (lentilles caillouteuses affleurant dans les berges, dépôts de bas de versant). Comme nous allons le voir dans le point suivant, cette abondance de matériel conditionne l'édification et le renforcement de seuils et, de ce fait, des rétrécissements de section importants.

4. *Evolution des seuils*

Des seuils, principalement ceux qui sont localisés aux points d'inflexion qui séparent les boucles, sont constitués de dépôts caillouteux sur une épaisseur de 20 à 30 cm; nous avons appelé ces formes *seuils construits*, par opposition aux seuils déversants.

Dans la partie amont des seuils construits, le fond du lit est uniformément tapissé par un dallage caillouteux. Les cailloux ont un diamètre de l'ordre de 1,5 à 2 cm et le classement des sédiments est particulièrement bon (indice de Dyer proche de 0,5). Cette partie du seuil constitue le prolongement de la contre-pente de la mouille située juste en amont. En revanche, la partie aval du seuil forme une espèce de petit talus où on voit affleurer le matériel qui constitue le seuil.

Une coupe longitudinale (effectuée entre les profils transversaux G1-D1 et G4-D3, à la fig. 1) rend bien compte de l'évolution des seuils construits et permet en outre de schématiser celle des seuils déversants (fig. 3).

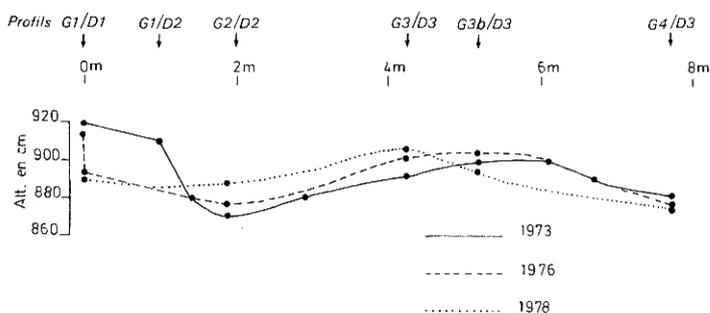


Fig. 3. Coupe longitudinale (selon l'axe hydraulique) du tronçon de rivière compris entre les profils transversaux G1-D1 et G4-D3, montrant l'aplatissement du seuil déversant situé au profil G1-D1 d'une part, la migration vers l'amont du seuil construit situé au profil G3-D3 d'autre part, à la suite de l'érosion dans son bief aval et de l'accumulation dans son bief amont (hauteurs exagérées 2,5 fois).

Trois entités se présentaient au début de la période d'observations (1973):

- un seuil déversant (au profil G1-D1) dû à la présence d'un niveau caillouteux résistant qui affleurerait dans le fond du lit et dans les berges³;
- une petite mouille (au profil G2-D2);
- un seuil construit constitué de cailloutis récent (au profil G3b-D3).

Le seuil déversant a évolué par érosion régressive. Cette érosion résulte du fait que les pentes du plan d'eau y étaient marquées ce qui explique d'ailleurs la petite mouille de surcreusement qui se trouve juste en aval. Cette évolution est identique à celle des seuils déversants associés aux îlots. Toutefois, dans ce cas, les cailloux libérés par la destruction du seuil viennent colmater la mouille et renforcer le seuil construit qui lui fait suite.

Parallèlement à ce colmatage, il y a érosion dans la partie aval du seuil construit, érosion régressive comme dans les seuils déversants. Il y a donc migration du seuil construit vers l'amont du fait de l'accumulation dans la partie amont du seuil d'une part, de l'érosion régressive dans sa partie aval d'autre part.

Nous avons observé une évolution similaire dans les deux autres seuils construits de ce secteur (recoupés respectivement par les profils G9-D11 et G25-D30).

Dans la partie amont de ces seuils, les accumulations caillouteuses ont un caractère durable. En effet, des cailloux marqués in situ, ont été retrouvés à la même place quelques années après, sous plusieurs centimètres de matériel surincombant, ceci bien qu'une crue quinquennale ait été enregistrée au cours de cette période. Ces dépôts se mettent en place lors de crues supérieures au débit à pleins bords, du fait que les cailloux doivent nécessairement être érodés dans d'autres sites. Or, le remaniement de nappes de cailloux qui tapissent de façon transitoire le fond des mouilles, nécessite des conditions dynamiques qui ne se produisent qu'à partir de crues légèrement inférieures au débit à pleins bords. Toutefois, les cailloux qui ont pu être érodés dans les mouilles sont arrêtés dans les contre-pentes situées juste en aval. Ce n'est que lors de crues plus importantes qu'ils sont repris par la rivière et qu'ils peuvent alors atteindre les seuils et s'y déposer.

3 Les cailloux sont cimentés entre eux à la suite de précipitations d'oxydes de fer.

En revanche, l'érosion régressive dans la partie aval des seuils, s'exerce déjà lors de crues inférieures au débit à pleins bords.

L'évolution des seuils construits mise en évidence ci-dessus, s'écarte du schéma généralement admis dans les rivières à méandres (SUNDBORG 1956; MARTVALL & NILSSON 1972; LEWIN 1976; NANSON 1980). Seule l'évolution de bancs en lit calibré avec transport par saltation (TRICART 1977) s'en rapproche.

Précisons par ailleurs que les modifications observées dans chaque type de sites (mouille, contre-pente, partie amont et aval des seuils), lors de crues d'importance différente, ont été mises en relation avec des paramètres dynamiques (vitesse du courant et force tractrice) et que le cheminement – érosion, transport, dépôt – de cailloux marqués de diamètre différent a également été mis en relation avec ces paramètres dynamiques (PETIT 1983).

Les seuils construits sont donc des sites privilégiés d'accumulation. Ils forment un rétrécissement sensible de la section transversale (tant en largeur qu'en profondeur) et jouent de ce fait un rôle analogue à celui d'un barrage. La proximité d'un affleurement caillouteux tend évidemment à amplifier ce rôle et nous verrons ci-dessous l'effet que cela peut avoir sur les débordements de la rivière.

5. *Les recoupements de méandres par individualisation de chenaux*

Dans un second secteur d'études, nous avons suivi un double phénomène de recouplement de méandres par individualisation de chenaux au travers du pédoncule des méandres (fig. 4).

Un premier chenal recoupe tout un méandre composé (du profil D10–D12 au profil D22–D24, à la fig. 4). Le second chenal recoupe seulement une boucle qui s'intègre elle-même dans un petit méandre dont la forme se rapproche de celle d'un oméga (chenal recoupé par le profil D13–D14, à la fig. 4).

Ces deux chenaux étaient déjà individualisés au début de la période d'observations, mais à des degrés divers :

- dans le chenal supérieur (celui qui recoupe tout le méandre composé), le tapis végétal était encore présent et le limon alluvial n'affleurait qu'en de rares endroits, notamment dans une petite cuvette (au pied de l'arbre qui supporte les repères D23 et D11);
- le chenal inférieur était déjà incisé et le tapis végétal partiellement enlevé mais il subsistait encore quelques grosses mottes de limon alluvial qui supportaient un tapis végétal dense.

Le chenal de recouplement inférieur fonctionnait déjà pour des débits faibles (à peine supérieurs aux débits d'étiage) mais la fraction du débit qui y transitait alors était peu importante. En cinq ans, ce chenal est arrivé à détourner la totalité du débit et toute une boucle a été ainsi recoupée. Nous avons pu suivre les différentes étapes de ce recouplement et en cerner les conséquences.

- L'évolution du chenal, d'abord par érosion régressive et ensuite par érosion latérale, s'est accélérée à partir du moment où ce dernier a été suffisamment incisé pour que la charge caillouteuse puisse y transiter.
- Du fait de modifications dans l'orientation du courant, ce recouplement a eu des conséquences dans la boucle située juste en aval. Un dépôt stabilisé s'est édifié au pied de la rive concave qui, jusqu'alors évoluait par plunge-pool (entre les repères D13 et

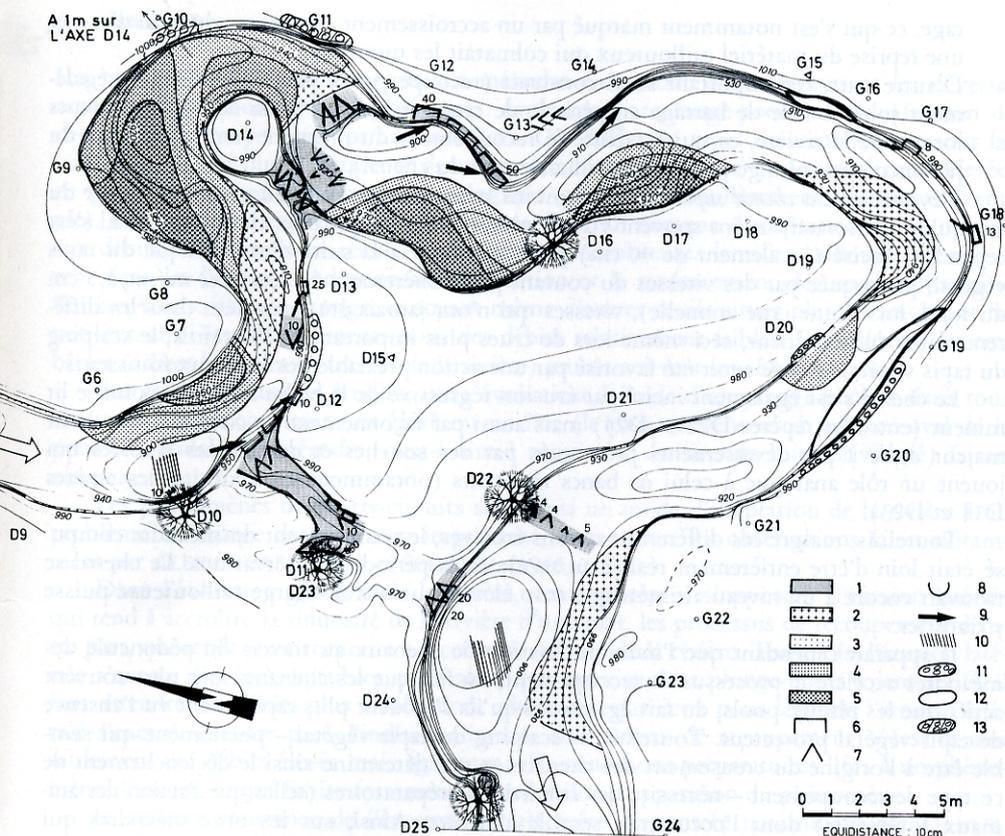


Fig. 4. Modifications géomorphologiques observées au cours de la période 1973-1978. - 1. Zones remarquables d'érosion régressive. 2. Dépôts transitaires. 3. Accumulations stabilisées (moins de 10 cm d'épaisseur). 4. Accumulations stabilisées (de 10 à 20 cm d'épaisseur). 5. Accumulations stabilisées (plus de 20 cm d'épaisseur). 6. Erosion latérale. 7. Erosion régressive. 8. Erosion verticale. 9. Erosion oblique. 10. Endroit où affleure le bed-rock. 11. Lentille caillouteuse affleurant dans la berge ou au pied de celle-ci. 12. Dalle et banquettes constituées de cailloux cimentés par précipitations d'oxydes. 13. Cailloux au sein d'une matrice plus fine, affleurant dans la berge.

D16). Par contre, en rive convexe, l'érosion a été plus vive et il s'est même créé une ébauche de chenal de recouplement dans le lit majeur (à proximité du repère G13).

- La boucle recoupée s'est fait remblayer par d'importants dépôts sableux.
- Le recouplement a également eu des conséquences dans des sites qui se trouvaient en amont de lui. En effet, un important seuil construit (recoupé par le profil G8-D14) se situait dans la boucle soumise au recouplement. Du fait de son altitude relative élevée, résultant de la proximité d'un important affleurement caillouteux, le seuil jouait un rôle de barrage, ennoyant les mouilles et les hauts-fonds situés en amont. Lorsque la boucle a été recoupée, les sites de l'amont n'ont plus été soumis à cet effet de bar-

rage, ce qui s'est notamment marqué par un accroissement des pentes du plan d'eau et une reprise du matériel caillouteux qui colmatait les mouilles.

- D'autre part, cet important seuil construit (recoupé par le profil G8-D14) a également joué ce rôle de barrage en période de crues, favorisant ainsi des débordements locaux de la rivière, ce qui a facilité le recouplement du méandre (amincissement du pédoncule par plunge-pool et individualisation du chenal).

L'évolution du *chenal supérieur* a été moins marquée que celle du chenal inférieur du fait qu'il fonctionnait moins souvent vu son niveau altimétrique plus élevé. Ce chenal s'est cependant incisé (localement de 40 cm) principalement à la suite d'une attaque du tapis végétal, provoquée par des vitesses du courant particulièrement élevées (1,2 m/sec à 5 cm du fond, lors d'une crue annuelle), vitesses qui n'ont jamais été reconstruites dans les différents sites du lit mineur, ceci même lors de crues plus importantes. Toutefois, le scalping du tapis végétal semble avoir été favorisé par une action préalable des animaux fouisseurs.

Le chenal s'est également incisé par érosion régressive de la berge là où il rejoint le lit mineur (entre les repères D22 et D24) mais aussi par façonnement de cuvettes dans le lit majeur suite à des déversements provoqués par des souches et des racines d'arbres qui jouent un rôle analogue à celui de bancs résistants (notamment à proximité des repères D11 et D23).

Toutefois, malgré ces différentes actions érosives, le recouplement du méandre composé était loin d'être entièrement réalisé au terme de la période d'observations. Le chenal se trouvait encore à un niveau altimétrique trop élevé pour que la charge caillouteuse puisse y transiter.

Il apparaît cependant que l'individualisation de chenaux au travers du pédoncule des méandres accélère le processus de recouplement, du fait que les chenaux sont plus souvent actifs que les plunge-pools, du fait également qu'ils s'érodent plus rapidement vu l'absence de tapis végétal protecteur. Toutefois, le scalping du tapis végétal - phénomène qui semble être à l'origine du creusement des chenaux et qui détermine ainsi le déclenchement de ce type de recouplement - nécessite des conditions préparatoires (telles que l'action des animaux fouisseurs) dont l'occurrence semble aléatoire. Ainsi, sur les onze méandres qui évoluent par déversement et qui sont donc susceptibles d'être soumis à un scalping, nous n'avons observé ce phénomène à un stade incipient qu'à une seule reprise. Cette nécessité d'un travail préparatoire rejoint les observations de MOSLEY (1975) selon lesquelles l'individualisation d'un chenal de recouplement demande tout un travail préalable qui s'effectue lors de crues antérieures.

La présence dans la plaine alluviale d'une strate arbustive, c'est-à-dire dans des conditions naturelles de végétation de fond de vallée, semble favoriser les processus de recouplement par individualisation de chenaux: les racines, branches mortes et souches, en provoquant des mini-plunge-pools, conditionnent en effet la façonnement de petites cuvettes dans le lit majeur. La juxtaposition de ces dernières, par érosion régressive et dégagement des racines, peut aboutir à l'individualisation de tout un chenal de recouplement. Pour ces mêmes raisons, la plantation d'épicéas dans le fond de la vallée risque de favoriser la création de chenaux de recouplement et même d'amplifier ce phénomène, étant donné l'absence de toute strate herbacée protectrice d'une part, étant donné le type d'enracinement de ces arbres d'autre part.

6. Conclusions

Les phénomènes de courts-circuits de méandre en période d'inondations et les déversements qui en résultent sont généralisés: évolution par plunge-pool, individualisation de chenaux de recouplement, formation d'îlots. Ces différents types de recouplement sont favorisés par le fait que la fréquence des débordements de la rivière est anormalement élevée, ce qui ne résulte pas d'une cause hydrologique (période particulièrement arrosée par exemple). Ces débordements fréquents traduisent donc un manque d'adaptation du lit mineur aux débits; ce phénomène résulte du fait que de nombreuses lentilles caillouteuses affleurent dans les berges, conditionnant l'édification et le renforcement des seuils construits. Ceux-ci font office de barrage, ennoyant même d'autres seuils situés plus en amont, et favorisent ainsi les débordements pour des débits relativement faibles. Par ailleurs, des embâcles (arbres basculés en travers de la rivière) jouent souvent un rôle analogue.

Sur quinze méandres étudiés, onze évoluaient à l'aide d'un plunge-pool et dans tous ces cas, un seuil construit fort élevé ou un îlot (le plus souvent situé juste en aval de la première boucle du méandre, c'est-à-dire à proximité du lieu de fuite privilégié) faisait obstacle.

Les phénomènes de courts-circuits sont ainsi un mode d'adaptation de la rivière à un problème de charge de fond trop importante; ceci rejoint les observations faites notamment par ALEXANDRE (1962) et SCHUMM (1965).

Dans l'évolution générale de la rivière, deux processus s'opposent: l'érosion latérale qui tend à accroître la sinuosité de la rivière d'une part, les processus de recouplement d'autre part, qui tendent au contraire à raccourcir le tracé de la rivière. Toutefois, l'érosion latérale s'exerce déjà lors de faibles crues alors que, pour que les plunge-pools soient actifs, il faut attendre des débits plus élevés, donc plus rares, que ceux pour lesquels l'érosion latérale s'exerce. D'autre part, l'individualisation de chenaux de recouplement nécessite non seulement des débits élevés mais également des conditions préparatoires liées à un phénomène aléatoire, ce qui limite fortement la probabilité d'apparition du phénomène.

La relative constance de l'érosion latérale a été démontrée notamment par DANIEL (1971) dans le cas de rivières coulant en climat subhumide (Indiana). D'autre part, dans une étude faite sur une rivière de l'Arizona, BURKHAM (1976) arrive à la conclusion que la rivière est large et rectiligne à la fin de périodes où ce sont des crues importantes qui ont été les plus fréquentes, tandis qu'elle est étroite et sinueuse à la fin de périodes où ce sont des petites crues qui ont été dominantes. Ceci rejoint indirectement nos observations: érosion latérale lors de faibles crues; tendance à acquérir un tracé subrectiligne lors de crues importantes à la suite de recouplements de méandres par déversement.

Il semble que ainsi l'érosion latérale, phénomène subcontinu, qui s'exerce déjà en l'absence de crues importantes, puisse contrebalancer les effets spectaculaires des processus de recouplement. De plus, dans l'accroissement de la sinuosité de la rivière, il faut également tenir compte des embâcles disposés en épis, nombreux et efficaces vu la dimension de la rivière.

Remerciements

Nous remercions vivement le Professeur J. ALEXANDRE qui nous a fait l'honneur de diriger notre recherche.

Bibliographie

- ALEXANDRE, J. (1962): Les facteurs de développement des méandres à la lumière des observations faites le long des rivières intertropicales. – *AIHS*, 59: 244–252.
- BAULIG, H. (1970): Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. – 230 p., Paris.
- BOLLINE, A., A. LAURANT & W. BOON (1979): L'érosivité des précipitations à Florennes. Révision de la carte des isohyètes et de la carte d'érosivité de la Belgique. – *Bull. Soc. Géog. de Liège*, 15: 77–99.
- BURKHAM, D. E. (1976): Effects of changes in an alluvial channel on the timing, magnitude and transformation of flood waves, Southeastern Arizona. – *U.S. Géol. Surv. Prof. Paper 655-K*.
- DANIEL, J. F. (1971): Channel movement of meandering Indiana streams. – *U. S. Géol. Surv. Prof. Paper 732-A*.
- DEGÉE, P. & F. PETIT (1981): Détermination de la période de retour de certains phénomènes hydrologiques. – *Notes de Recherches Soc. Géog. de Liège*, 1: 46–56.
- FISK, H. N. (1947): Fine-Grained Alluvial Deposits and their Effects on Mississippi River Activity. – *Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss.*, 82 p.
- (1952): Mississippi River Valley Geology. Relation to river regime. – *Trans. Am. Soc. Civil Engrs.*, 117: 667–682.
- JUVIGNÉ, E. (1964): Etude géomorphologique dans la région de Noisieux. – *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 87: 263–270.
- LAGIEWKA, H. (1981): Classification des régimes pluviométriques annuels de la Belgique à partir de l'analyse harmonique. – *Bull. Soc. Géog. de Liège*, 16: 83–100.
- LAHAYE-HANDGRAAF, T. (1979): La Berwinne. Problèmes d'environnement en milieu fluvial. – *Mém. de Lic. en Sci. géogr.*, inédit, conservé à l'Univ. Liège, 120 p.
- LENNERTZ, L. (1976): Etude de dynamique fluviale d'une rivière de l'Entre-Vesdre-et-Meuse. La Gueule. – *Mém. de Lic. en Sci. géogr.*, inédit, conservé à l'Univ. de Liège, 180 p.
- LÉOPOLD, L. B. & M. G. WOLMAN (1957): River channel Patterns, Braided, Meandering and Straight. – *U.S. Géol. Surv. Prof. Paper 282-B*.
- LÉOPOLD, L. B. & M. G. WOLMAN (1960): River Meanders. – *Géol. Soc. Amer. Bull.*, 71: 769–794.
- LÉOPOLD, L. B., M. G. WOLMAN & J. P. MILLER (1964): *Fluvial processes in geomorphology*. – 522 p., San Francisco.
- LEWIN, J. (1976): Initiation of bedforms and meanders in coarse-grained sédiment. – *Géol. Soc. Amer. Bull.*, 87: 281–285.
- MARTVALL, S. & G. NILSSON (1972): Experimental studies of meandering. – *Uppsala Univ. Naturgeogr. Inst.*, 20: 100 p.
- MASSON, M. H. (1971): Contribution à l'étude de la dynamique fluviale de la Liègne. – *Mém. de Lic. en Sci. géogr.*, inédit, conservé à l'Univ. Liège, 95 p.
- MOSLEY, P. (1975): Meander cutoffs on the river Bollin, Cheshire, in July 1973. – *Rev. Geomorph. Dynam.*, 24 (1): 21–31.
- NANSON, G. C. (1980): Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia. – *Sedimentology*, 27: 3–29.
- PAULISSEN, E. (1973): De morfologie en de Kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg. – *Koninklijke Vlaamse Acad. Wet., Letteren en Schone Kunsten van België, Klasse Wet.*, 35, 127: 266 p.
- PETIT, F. (1983): Les processus de façonnement en milieu naturel du lit d'une rivière à sédiment limono-caillouteux. La Rulles en forêt d'Anlier. – *Thèse de Doctorat en Sci. géogr.*, inédit, conservé à l'Univ. Liège, 648 p.
- PETTS, G. E. (1977): Channel response to flow regulation: The case of river Derwent, Derbyshire. – In GREGORY, K. J. (ed.): *River channel changes*, p. 145–164.
- SCHUMM, S. A. (1968): River adjustment to altered hydrologic regimen, Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. – *U.S. Géol. Surv. Prof. Paper 598*.

- SUNDBORG, A. (1956): The river Klarälven. A study of fluvial processes. – *Geograf. Ann.*, 2–3: 127–316.
- TRICART, J. (1965): Principes et méthodes de la Géomorphologie. – 496 p., Paris.
- (1977): Précis de Géomorphologie. Géomorphologie dynamique générale. – 345 p., Paris.
- VOGT, H. (1965): Quelques problèmes de méandres de débordement en roche meuble. – *Rev. Géomorph. Dynam.*, 15 (4–6): 49–60.

Adresse de l'auteur: Dr. FRANÇOIS PETIT, Laboratoire de Géographie physique, Université de Liège, Place du Vingt Août, 7, B-4000 Liège, Belgique.