

# Le méandrage

La plupart des scientifiques admettent aujourd'hui que les **cours d'eau ne présentent que très rarement un tracé naturellement rectiligne**. Quelques contraintes relativement bien connues (contraintes géologiques ou tectoniques (lignes de faille), pentes très fortes (torrents) ou extrêmement faibles) peuvent se traduire par un tracé rectiligne, généralement sur des distances assez courtes.

Notons cependant que le tracé du **lit moyen** des rivières en tresses est généralement quasi-rectiligne (voir chapitre sur le tressage).

Hors ces cas particuliers, on peut considérer qu'un **tracé rectiligne est presque toujours indicateur d'une intervention anthropique** (appelée rectification), généralement synonyme d'altérations hydromorphologiques et écologiques.

## Les différents types de méandres

Il existe deux grands types de méandres, les méandres encaissés et les méandres libres, ainsi qu'un type intermédiaire, les méandres contraints.

### ■ Les méandres encaissés

Ils se sont développés au cours de millions d'années d'histoire géologique, à partir d'une surface topographique soulevée dans une surface d'érosion en cours de surrection (c'est le concept d'**antécédence**), ou sur une couverture meuble masquant un substratum résistant (c'est le concept de **surimposition**).

Deux types de méandres encaissés sont distingués selon la genèse des sinuosités. L'encaissement peut se faire :

- par incision sur place de méandres existant antérieurement ;
- par développement progressif de sinuosités pendant la durée de l'incision.

S'ils présentent aujourd'hui un tracé en plan figé, les méandres encaissés peuvent cependant être le siège d'un important transport solide.

62

Figure 61



b- © J.R. Malavoi

Méandres encaissés (San Juan River, Goosenecks State Park, Utah, USA).

## ■ Les méandres contraints

Les méandres contraints se caractérisent par le blocage latéral de tout ou partie des sinuosités par le cadre structural encaissant. Ils se développent de manière limitée au sein d'une vallée alluviale que l'érosion fluviale n'a pas réussi à calibrer, c'est-à-dire à élargir suffisamment pour que les méandres puissent migrer totalement « librement ».

Ces méandres sont cependant mobiles et ont une forme dissymétrique liée à l'effet « paroi » (versants en roche dure) qui freine leur expansion latérale et leur translation vers l'aval (voir plus loin les aspects théoriques).

Figure 62



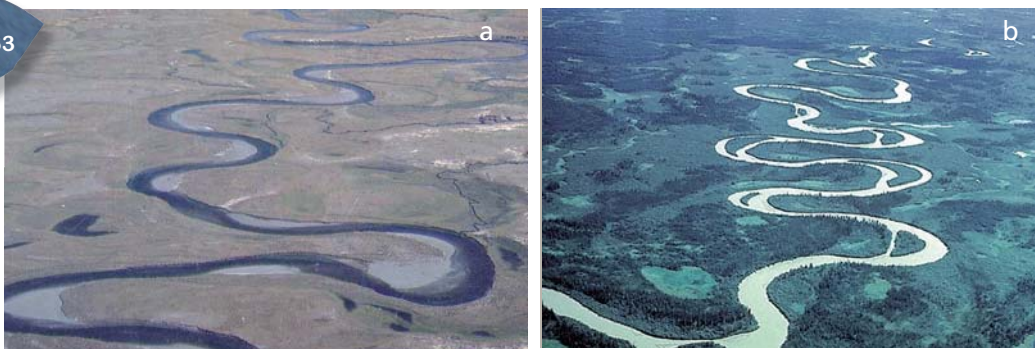
Méandres contraints par la présence de versants difficilement érodables (la Beaver au Canada). Notez la dissymétrie du tracé en plan. Les méandres semblent écrasés dans le sens de l'écoulement (de la gauche vers la droite).

63

## ■ Les méandres libres

Ce sont les plus fréquents. Ils se développent à la surface de plaines alluviales où ils peuvent établir un tracé en plan sans contrainte géologique majeure. Dans le plan vertical ils sont façonnés dans les alluvions anciennes ou récentes du cours d'eau. Le tracé est généralement de forme sinusoïdale.

Figure 63



Méandres « libres ». (a) Altiplano bolivien. Notez les paléo-chenaux abandonnés dans la plaine alluviale ainsi que les bancs de convexité, signes d'un fort transport de charge de fond et de débits contrastés. (b) Rivière méandriforme d'Alaska en eaux moyennes. Des chenaux de « chute » traversent à la corde les bancs de convexités végétalisés.

a- b- © N.D. Smith



## ■ Les méandres de vallées

Il existe aujourd'hui des méandres libres qui se développent parfois dans des fonds de vallée correspondant à d'anciens méandres encaissés.

Ces derniers ont été creusés il y a des millions d'années par des cours d'eau beaucoup plus puissants que les cours d'eau actuels et leurs caractéristiques morphométriques (voir plus loin) sont proportionnelles à des débits notablement plus élevés que les débits actuels. On dit que les méandres actuels sont « sous-adaptés » car façonnés par des débits réduits, en général pour des raisons climatiques ou parce que des phénomènes géologiques (captures par exemple) les ont privés d'une partie de leur débit.

De nombreux exemples de ce type existent partout dans le monde, y compris en France.

Figure 64



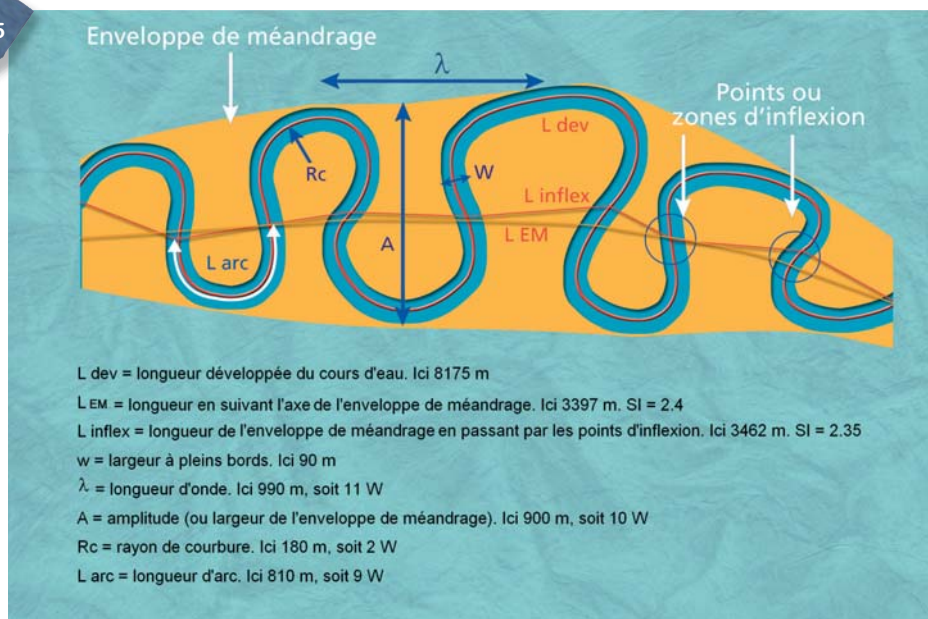
Les méandres de vallée du Rognon et le Rognon actuel, qui présente des caractéristiques morphométriques adaptées au climat contemporain. La largeur moyenne du fond de vallée est de 150 m et celle du cours d'eau actuel de 15 m. Celui-ci est presque aussi méandriforme que son « ancêtre ».

## La morphométrie des rivières à méandres

L'étude morphométrique d'un cours d'eau, ou plus précisément d'un tronçon géomorphologique homogène de cours d'eau, consiste à décrire un certain nombre de ses caractéristiques en plan.

Nous verrons que les caractéristiques morphométriques sont de bons indicateurs du fonctionnement hydromorphologique d'un cours d'eau.

Figure 65



Caractéristiques morphométriques des rivières à méandres.

## ■ La largeur à pleins bords

Elle est ici notée  $W$  (*width*). Elle se mesure généralement au niveau des points d'inflexion entre deux sinuosités afin d'éviter les « surlargeurs » que l'on observe généralement dans les sinuosités actives caractérisées par un fort retrait de la berge concave lors des crues et un dépôt simultané sur la rive convexe. C'est particulièrement le cas sur les rivières à dynamique active.

Le principe consiste à mesurer plusieurs fois la largeur sur un tronçon homogène puis à faire la moyenne des valeurs obtenues.

Figure 66



*Il est recommandé de mesurer les largeurs à pleins bords dans des portions rectilignes ou au droit de points d'inflexion. Si cela a une moindre importance sur les rivières peu actives (a) sur lesquelles on peut réaliser des mesures systématiques, cela devient important dans les zones où la dynamique d'érosion/dépôt peut être localement forte et où les sur-largeurs au niveau des sinuosités actives peuvent être importantes et non significatives si elles sont peu nombreuses sur le tronçon (b).*



La figure ci-après illustre bien la forte variabilité des largeurs, sur des cours d'eau très proches spatialement et sensiblement de même taille.

Figure 67



Deux cours d'eau assez semblables, l'un probablement très actif (en haut), l'autre moins. Les largeurs mouillées sont identiques pour le débit observé mais le cours d'eau du haut présente un lit moyen 4,5 fois plus large. L'écart type des largeurs y représente 36 % de la largeur moyenne contre 30 % sur celui du bas où les largeurs à pleins bords sont un peu plus homogènes.

66

**NB** La largeur à pleins bords est un paramètre morphométrique majeur dans la mesure où il sert notamment à doter les autres paramètres de forme du cours d'eau de valeurs adimensionnelles (on utilise parfois le néologisme « adimensionnaliser »), ce qui permet de comparer des cours d'eau de taille différente et d'en tirer des « lois » hydromorphologiques. Nous avons vu que c'était aussi une variable importante dans les approches de type « géométrie hydraulique ».

### ■ Le coefficient de sinuosité

Comme son nom l'indique, ce paramètre quantifie le degré de sinuosité d'un cours d'eau. Il est noté **SI** dans les publications francophones et **P** dans les articles anglophones. Deux méthodes de mesure sont généralement utilisées, la première étant la plus communément employée.

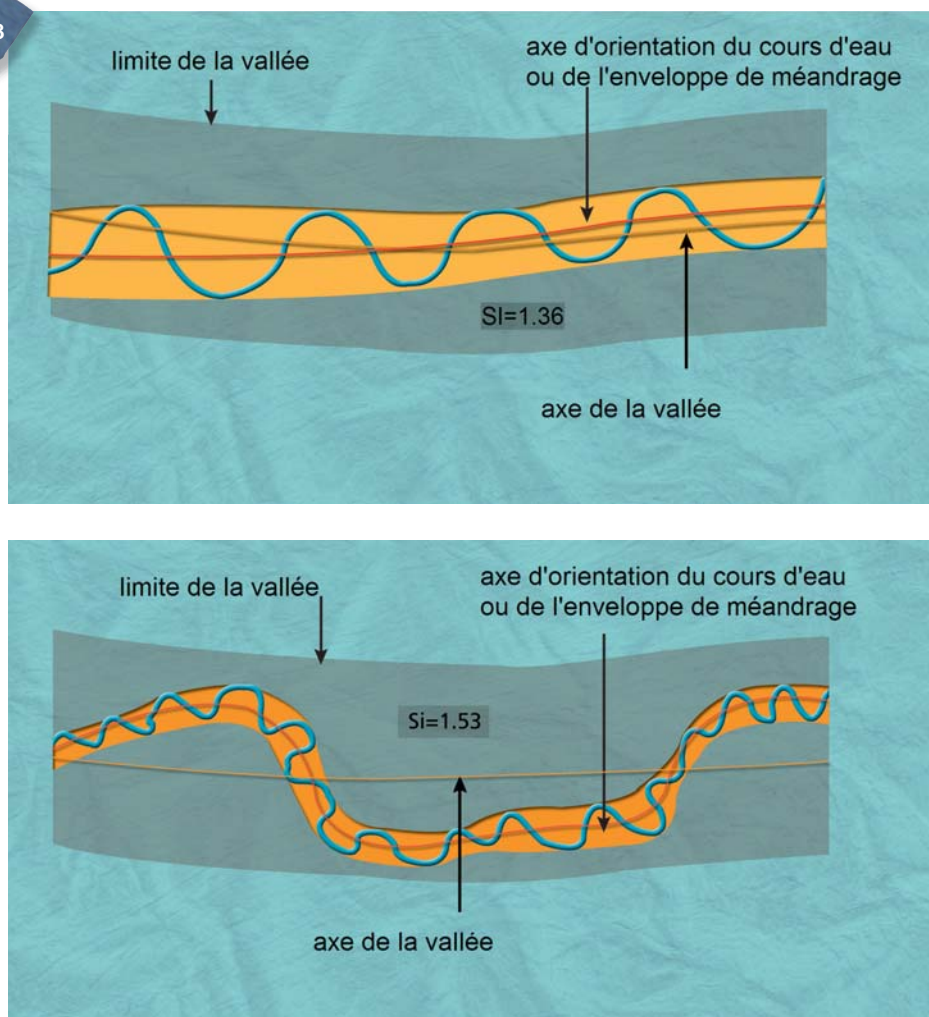
#### **Méthode du rapport de longueur**

Le principe est de mesurer la longueur développée du cours d'eau en suivant l'axe du lit mineur, puis de la diviser par la longueur entre les deux mêmes points **en suivant l'axe général d'orientation du cours d'eau**.

Pour ce faire, deux options sont possibles :

- la méthode « classique » mesure la seconde longueur en passant par l'axe principal d'orientation du cours d'eau (soit sensiblement l'axe moyen de l'enveloppe de méandrage) ;
- la méthode d'Allen (1984) mesure la seconde longueur en passant par tous les points d'inflexion des sinuosités. Celle-ci est donc en principe un peu plus longue que la précédente et le coefficient de sinuosité résultant plus faible.

Figure 68



Mesure du coefficient de sinuosité en suivant l'axe de l'enveloppe de méandrage.

### Méthode du rapport de pentes

L'autre méthode consiste à diviser la pente du cours d'eau par la pente de la vallée. Cette méthode donne des résultats assez comparables à la méthode précédente, version « classique ».

### Classes de sinuosité

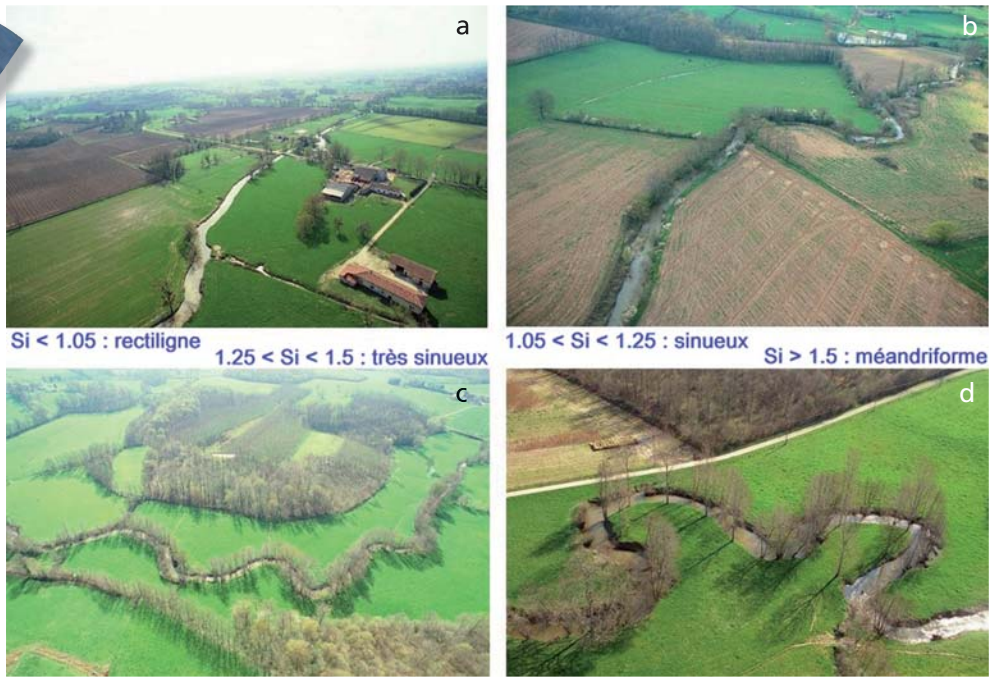
Quatre classes de sinuosité (SI) sont généralement prises en compte :

- $SI < 1,05$  : le cours d'eau est quasiment **rectiligne** (c'est souvent le cas du lit moyen des rivières en tresses, voir chapitre correspondant. C'est le cas aussi de nombreuses rivières chenalisées...);
- $1,05 < SI < 1,25$  : le cours d'eau est **sinueux** ;
- $1,25 < SI < 1,5$  : le cours d'eau est **très sinueux** ;
- $SI > 1,5$  : le cours d'eau est **méandrique**.

**NB** Les coefficients de sinuosité les plus forts avoisinent la valeur de 3 voire 3,5 si l'on utilise la méthode « classique ».



Figure 69



© a-b-c-d- C. Thévenet

Exemples visuels de quelques valeurs de coefficients de sinuosité.

Figure 70



Exemple de fort coefficient de sinuosité sur un cours d'eau du bassin amazonien.

Figure 71



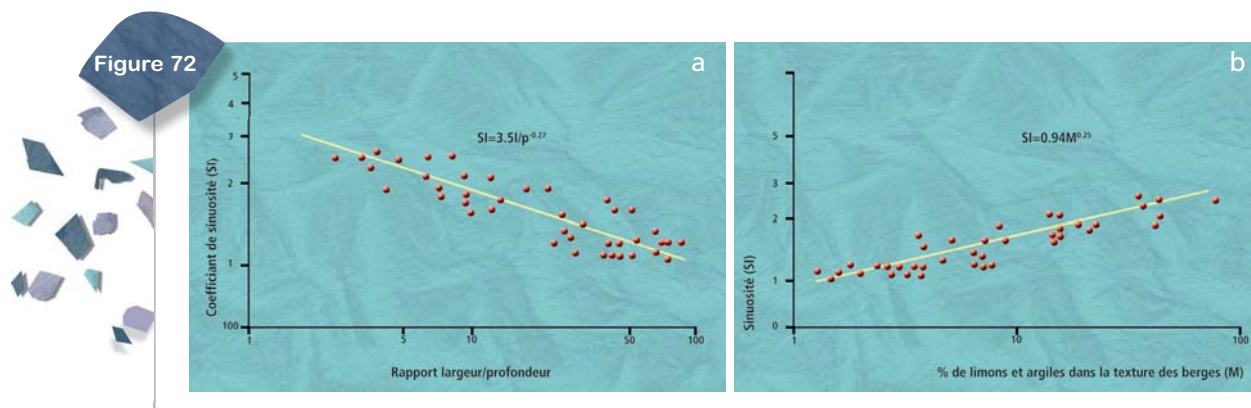
© tous droits réservés

Il est probable que le capitaine de ce bateau comprend intuitivement ce que signifie un fort coefficient de sinuosité... (bassin amazonien).

On observe sur la figure 72 que le coefficient de sinuosité est corrélé à d'autres paramètres hydromorphologiques tels que le rapport largeur/profondeur, la pente de la vallée, la texture des berges.

Ainsi, une rivière méandriforme a tendance à présenter un lit étroit et profond alors qu'une rivière simplement sinueuse a tendance à s'écouler dans un lit relativement plus large par rapport à sa profondeur. Cette rivière est en général, nous le verrons, beaucoup plus active. De même, mais nous y reviendrons, une rivière coulant dans une vallée dont le remblaiement est constitué d'alluvions plutôt cohésives sera plus souvent méandriforme qu'une rivière érodant des berges non cohésives.

On constate aussi que les rivières rectilignes ou quasi-rectilignes (en bas et à droite de la figure 72a) sont celles qui présentent les plus forts rapports l/p. Ce sont ici des **rivières en tresses**.



Relation entre le coefficient de sinuosité et (a) le rapport largeur/profondeur, (b) la texture plus ou moins cohésive des berges (Schumm, 1963).

### ■ La longueur d'onde des sinuosités

La longueur d'onde des sinuosités se mesure entre deux sommets (apex) de sinuosités consécutives de même phase. La mesure est donnée en valeur brute (m, km, etc.) ou en **valeur relative** (ou adimensionnelle), en la divisant par la largeur moyenne à pleins bords (**W**).

Les valeurs relatives plutôt faibles sont généralement associées à des cours d'eau très méandriformes (les sinuosités sont « écrasées » et proches les unes des autres) et généralement à faible activité géodynamique. Les valeurs relativement fortes s'observent plutôt sur les cours d'eau simplement sinueux, considérés généralement comme plus actifs d'un point de vue des processus géodynamiques.

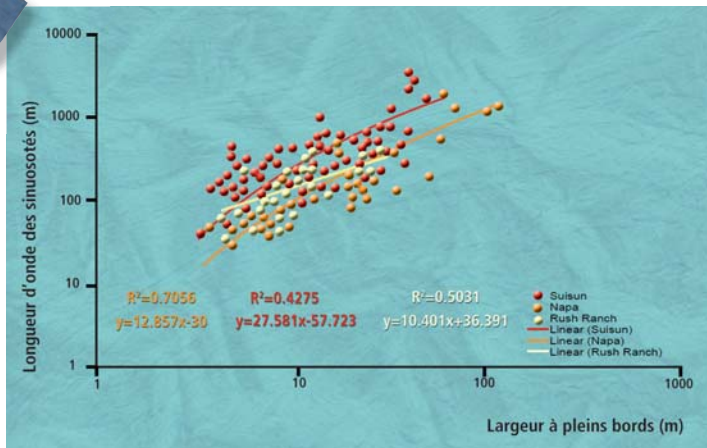
**A**ttention. Il faut rappeler (cf. le paragraphe sur la géométrie hydraulique et figure ci-dessus) que les cours d'eau dont les berges sont cohésives (argiles, limons compacts) sont généralement plus sinueux, plus étroits et plus profonds, à taille de bassin équivalente, que ceux s'écoulant dans des alluvions non cohésives et facilement érodables (soit d'un diamètre moyen supérieur aux sables fins (0,125 mm)). **La relativisation par la largeur moyenne ne reflète donc pas uniquement le tracé en plan mais aussi cet « effet largeur ».**

Les **valeurs moyennes** de longueur d'onde relative communément observées dans la nature s'établissent généralement entre 8 et 15, avec une valeur médiane autour de **10 - 12w**.



**NB** Même régionalisées, ces valeurs relatives présentent une forte dispersion. Comme nous l'avons déjà signalé, cela semble souvent lié au fait que les auteurs n'ont manifestement pas intégré d'autres paramètres de contrôle discriminants (texture des berges, végétation rivulaire, etc.) (figure 73).

Figure 73



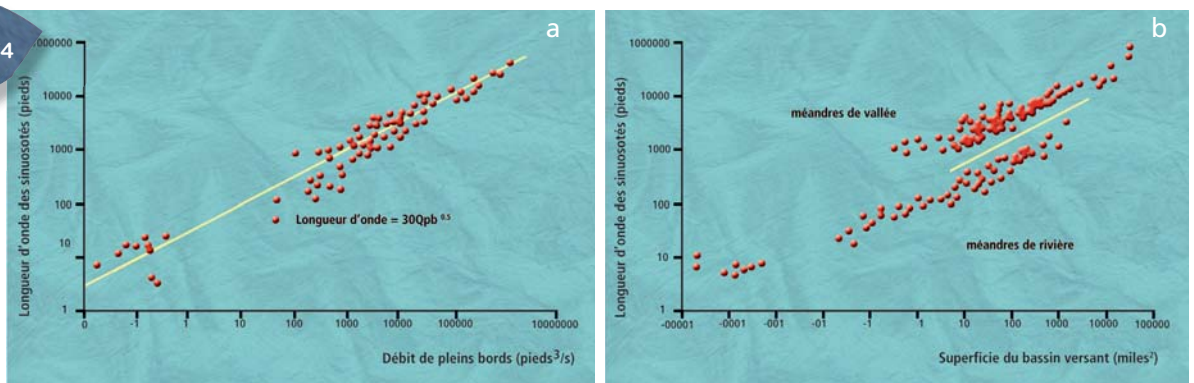
Exemples de relations entre la longueur d'onde des méandres et leur largeur à pleins bords (Pearce et Collins, 2004).

Certains auteurs ont établi, pour les longueurs d'onde des méandres, des relations du même type que celles proposées pour la géométrie hydraulique, à savoir avec le débit ou directement avec la superficie du bassin versant (exemples figure 74).

On observe que les **méandres de vallées**, à bassin équivalent, ont souvent un **facteur 10 d'écart** avec les **méandres actuels**, ce qui confirme l'existence par le passé de débits et donc de climats beaucoup plus humides que l'actuel (figure ci-dessous).

70

Figure 74



Relations entre la longueur d'onde et (a) le débit, (b) la surface du bassin versant (Dury, 1965). Noter que les méandres de vallées (zones tempérées actuelles) sont presque un facteur 10 au-dessus des méandres actuels.

### ■ L'amplitude des sinuosités

Elle se mesure généralement entre deux sommets de sinuosités de phase opposée. On calcule généralement une moyenne sur l'ensemble du tronçon homogène. On peut aussi tracer l'enveloppe externe de méandrage et mesurer un certain nombre de perpendiculaires pour obtenir une moyenne statistique correcte.

Les **amplitudes relatives** des cours d'eau naturels s'échelonnent entre 5 et 20w, avec une valeur médiane autour de 10 - 12w. Elles sont généralement plus faibles sur les cours d'eau peu sinueux et actifs et plus fortes sur les cours d'eau méandriques peu actifs (il faut faire attention, ceux-ci sont aussi généralement plus étroits, d'où des valeurs relatives plus fortes).

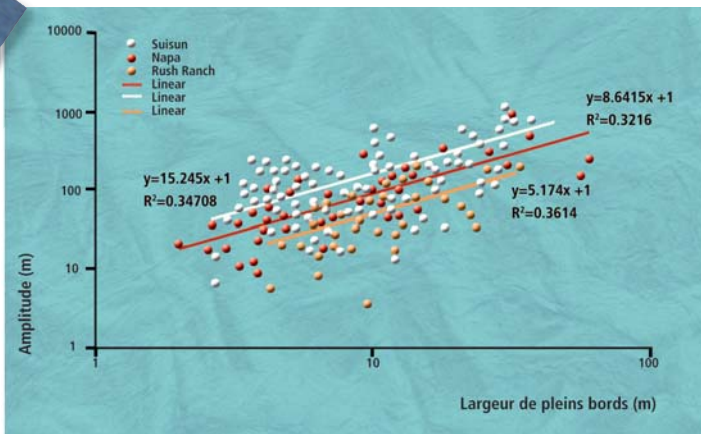
Figure 75



Exemples de calculs d'amplitude et de longueur d'onde (le coefficient de sinuosité est de 3,5 sur la photo de gauche et de 1,38 sur la photo de droite).

**NB** Une fois encore, même en régionalisant, on observe toujours une forte dispersion des valeurs.

Figure 76



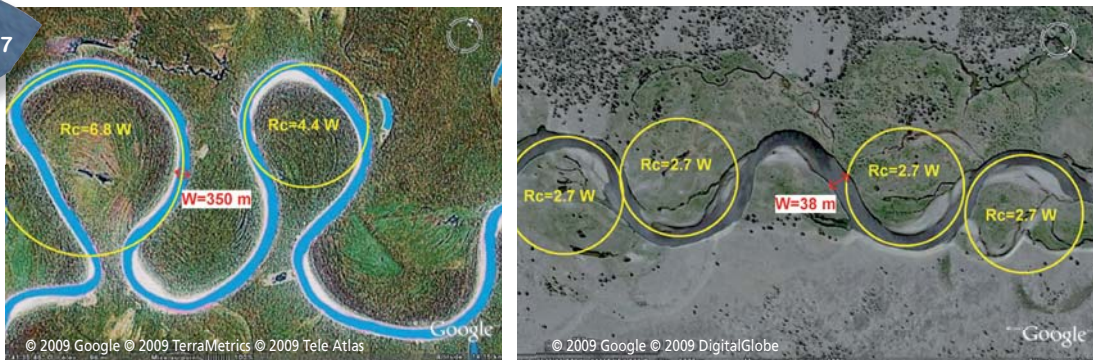
Graphes des relations régionalisées entre l'amplitude des sinuosités et la largeur du lit à pleins bords (Pearce et Collins, 2004).

### ■ Le rayon de courbure

C'est une variable intéressante car nous verrons notamment qu'utilisée en valeur relative (divisée par la largeur à pleins bords), elle est **indicatrice de la « maturité » d'un méandre** et de sa dynamique probable d'érosion (c'est autour d'une valeur de  $R_c/W$  comprise entre 2 et 3 que les taux d'érosion sont les plus forts).

Le rayon de courbure se mesure en faisant passer un cercle par les deux points d'inflexion d'une sinuosité complète ou, si le méandre est trop tortueux, en ajustant l'arc du cercle au plus près de la forme générale de la sinuosité. Ici encore, une moyenne par tronçon est préférable à une seule mesure.

Figure 77



Exemples de calculs de rayon de courbure/largeur.



## ■ La longueur d'arc

Comme les autres paramètres morphométriques, la longueur des arcs de méandres est proportionnelle à la largeur mais se situe dans une gamme de valeurs plus variables, soit environ de **5 à 30w**. Elle se mesure généralement entre deux points d'inflexion. Si le méandre est trop tortueux, on arrête la mesure au début de la « zone d'inflexion ».



Exemples de calculs de longueur d'arc/largeur.

## ■ Quelques « étrangetés »

Toutes les rivières à méandres ne présentent pas (loin de là) des tracés en plan correspondant aux lois hydromorphologiques évoquées ci-dessus. Les irrégularités du tracé proviennent généralement de l'hétérogénéité du matériau encaissant (alluvions plus ou moins cohésives selon les secteurs de la plaine alluviale) et de la présence de contrôles géologiques (affleurements rocheux résistants) ou tectoniques (réseaux de failles).



(a) Méandres très tortueux (Alaska, USA). Calculer une longueur d'onde ou un rayon de courbure moyen devient difficile... (b) Méandres de la Shenandoah (Appalaches, USA), influencés par le cadre structural. Non, l'image n'est pas déformée... sinuosité 3,9 ; amplitude maximale 48W !

Il faut aussi faire attention aux mesures qui ne reflètent qu'un instant t du développement d'un style fluvial d'équilibre. Si l'on mesure les paramètres morphométriques sur une portion de cours d'eau qui vient juste de subir le recouplement (naturel ou artificiel) de deux méandres, les résultats et leur interprétation peuvent être totalement erronés (figure ci-après). C'est le cas aussi juste après une crue rare.

Figure 80



Les caractéristiques morphométriques actuelles ne reflètent pas toujours une morphométrie méandriforme si celle-ci a été, plus ou moins récemment, modifiée par des recouplements de méandres.

### ■ Conclusion : une loi de proportionnalité

Même si les relations morphométriques et les équations qui en sont tirées montrent, comme pour la géométrie hydraulique, de fortes dispersions, notamment lorsqu'elles ne sont pas suffisamment régionalisées, elles établissent néanmoins **une loi fondamentale de l'hydromorphologie fluviale qui est la loi de proportionnalité des formes et des processus.**

Si les caractéristiques des variables de contrôle sont identiques, un petit cours d'eau naturel de 1 m de largeur fonctionnera de la même façon qu'un cours d'eau de 100 ou de 1000 m.

Les formes géométriques et l'intensité brute des processus hydromorphologiques sont proportionnelles à la taille du cours d'eau (soit la largeur à pleins bords), elle-même proportionnelle au débit entrant... lui-même proportionnel à la superficie du bassin versant.

73

C'est cette loi reconnue qui permet notamment d'étudier les processus hydromorphologiques au moyen de modèles réduits (voir le paragraphe sur la genèse des méandres).

Figure 81



La proportionnalité des formes et des processus. (a) Rivières dans le parc de Yellowstone, Wyoming, USA et (b) rivières du bassin amazonien.



## La genèse des méandres

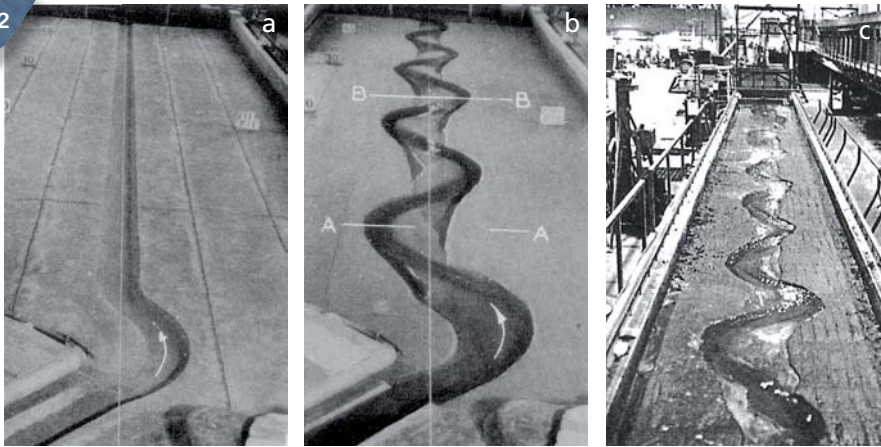
La question de la genèse des méandres remonte au moins à l'Antiquité.

Elle peut être dissociée en deux sous-questions :

- pourquoi les rivières méandrent-elles ?
- et pourquoi de manière aussi régulière ?

La figure ci-dessous montre un exemple de développement de **méandres parfaits en laboratoire** (on est plutôt dans un style « très sinueux »). La régularité des sinuosités est liée au fait que le matériau des modèles réduits est en général très homogène (on emploie souvent du sable bien tamisé), ce qui est très rarement le cas dans la nature et ce qui explique que les méandres naturels soient moins réguliers.

Figure 82



(a, b) Les expérimentations de Friedkin sur modèle réduit (1945). A gauche le tracé initial, à droite après 3 h d'injection d'un débit constant. (c) Expérimentation très similaire de Gardner (1973).

74

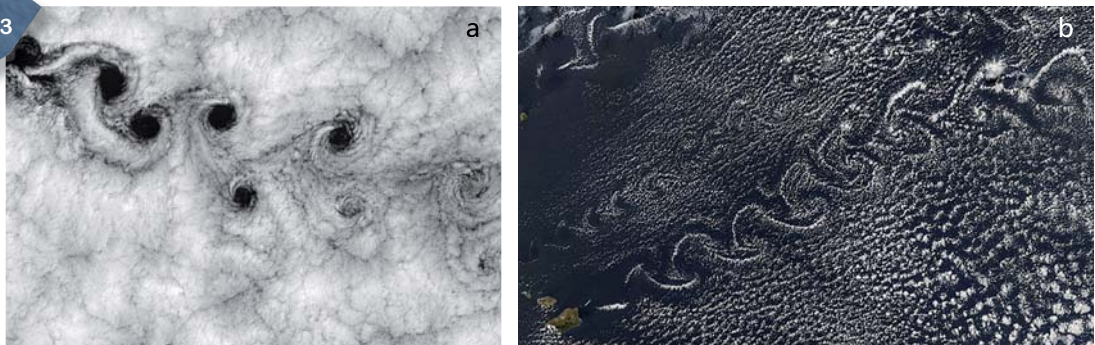
Deux principales « écoles » de pensée s'opposent pour expliquer le phénomène de méandrage : les mécaniciens des fluides, qui invoquent les macro-turbulences de l'écoulement, et les mécaniciens des solides, qui expliquent les méandres par un phénomène de compression mécanique.

### ■ Les mécaniciens des fluides : l'école des « turbulents »

C'est notamment à Yalin (1972, 1992, 2001) que l'on doit les principales études sur les phénomènes de turbulence à l'origine des méandres, même si de très nombreux autres chercheurs ont travaillé sur ces processus.

Pour cette « école », le principe est simple : **tout fluide en mouvement (eau, air, etc.) est soumis à des phénomènes de turbulence** qui sont un mode « classique » de dissipation d'énergie. Ces turbulences se manifestent sous forme de « bouffées turbulentes » ou « *bursts* » à axe horizontal mais aussi vertical, qui se déplacent vers l'aval (ou dans le sens des courants aériens comme sur les figures ci-dessous) selon une trajectoire sinusoïdale dont la longueur d'onde est proportionnelle à la largeur de l'écoulement fluide.

Figure 83



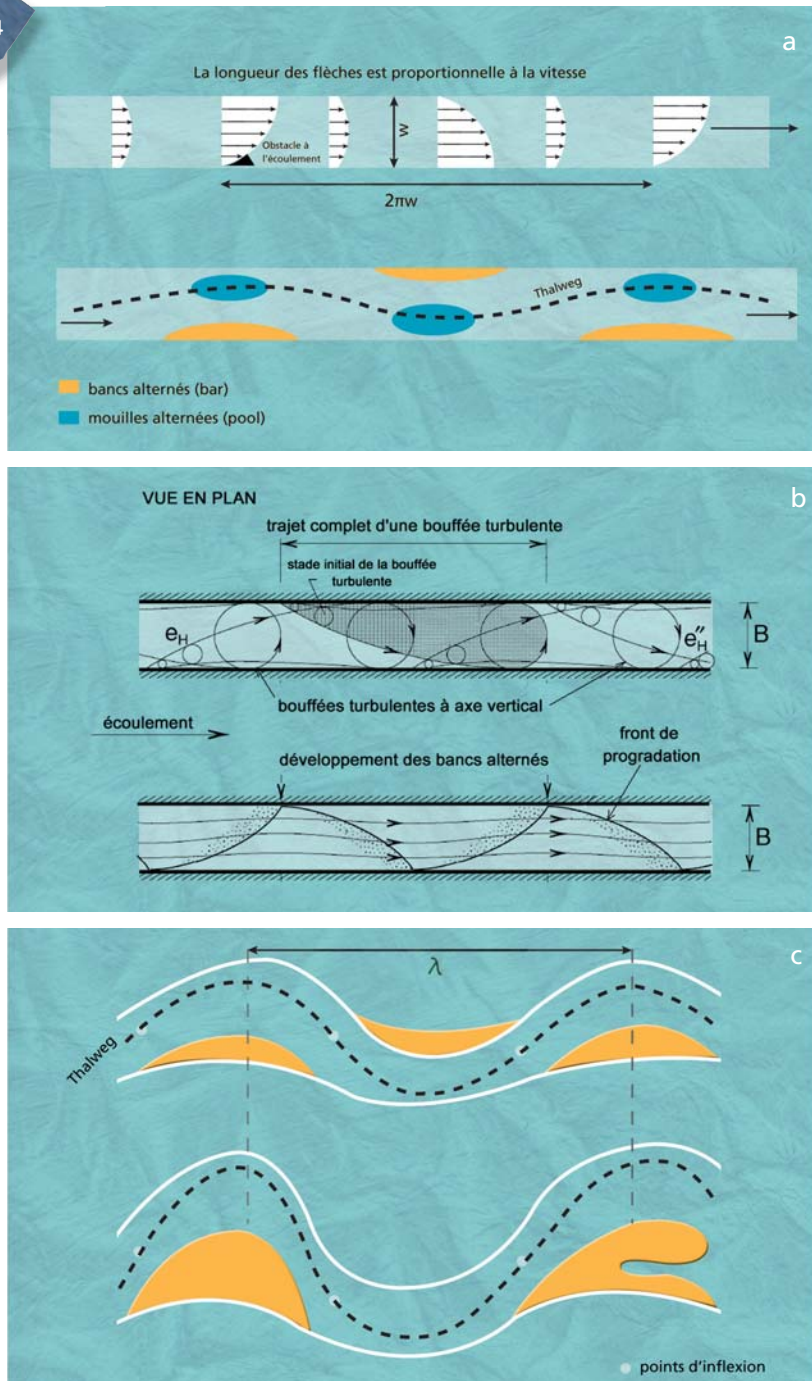
Exemples de bouffées turbulentes à axe vertical engendrées à l'aval d'un obstacle à l'écoulement du fluide. Ici, création de vortex (allée tourbillonnaire de von Karman) sous le vent d'îles au milieu de l'océan.

La propagation vers l'aval de ces bouffées turbulentes dans un cours d'eau se traduit par le déplacement des alluvions (s'il y en a...), sous la forme de **bancs alternés** (sous réserve que le rapport largeur/profondeur ne soit pas trop important, auquel cas on observe plutôt des bancs multiples et du tressage).

La longueur d'onde de ces bancs alternés est relativement constante et comprise entre 6 (dans l'exemple de Yalin figure 84) et 10 fois la largeur (figure 85). La raison de la régularité de cette longueur d'onde **n'est toujours pas clairement identifiée**.

Si les berges sont érodables, les bancs alternés provoquent, par effet défecteur, l'érosion de la berge opposée, ce qui engendre à court terme le développement de sinuosités.

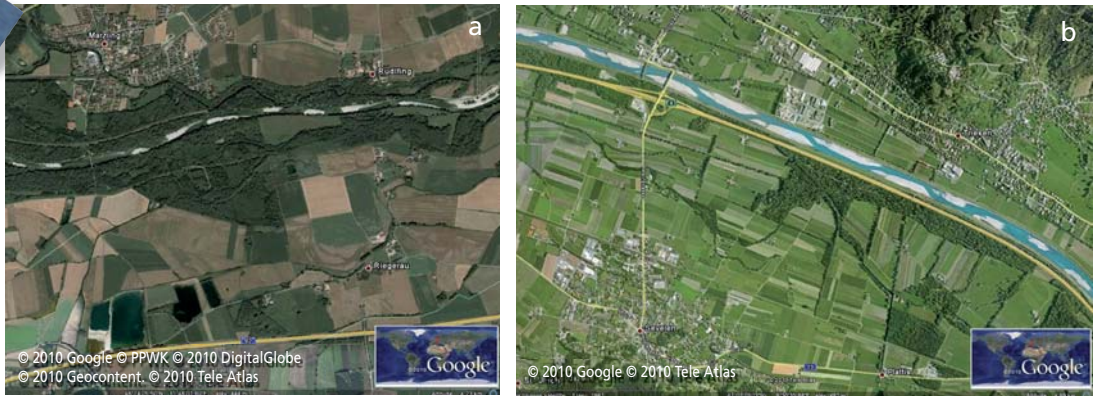
Figure 84



La propagation des bouffées turbulentes et la création des bancs alternés. Expérimentations de Yalin (1972 (a et c) et 2001 (b)). (c) A la fin de l'expérience, des sinuosités se sont formées.



Figure 85

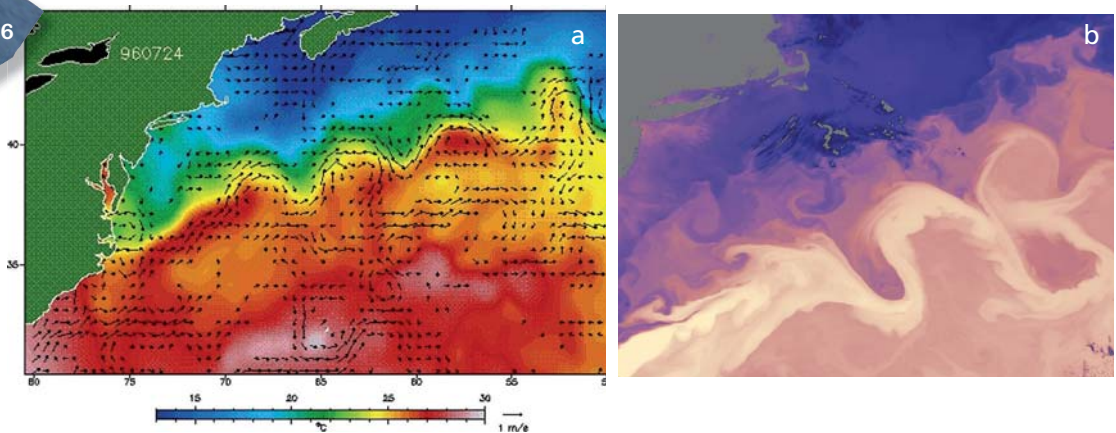


Developpement de bancs alternés sur l'Isar et le Rhin endigués. Notons que la longueur d'onde entre sommets de bancs de même phase est ici de l'ordre de 8 à 9 fois la largeur. Les sinuosités ne se forment pas car les berges ne sont pas érodables (digues et enrochements).

**NB** En toute logique, les bancs alternés ne se forment pas s'il n'y a pas ou trop peu de transport solide par charriage.

Le processus de méandrage « turbulent » se rencontre aussi le long du Gulf Stream, courant chaud entre deux « berges » constituées par la masse d'eau froide. On y observe aussi des recoupements de méandres et des « bras morts ».

Figure 86



Les méandres du Gulf Stream (largeur « pleins bords » : 60 à 80 km). (a) Le Gulf Stream est matérialisé par ses vitesses d'écoulement (© NOAA), (b) par ses températures de surface.

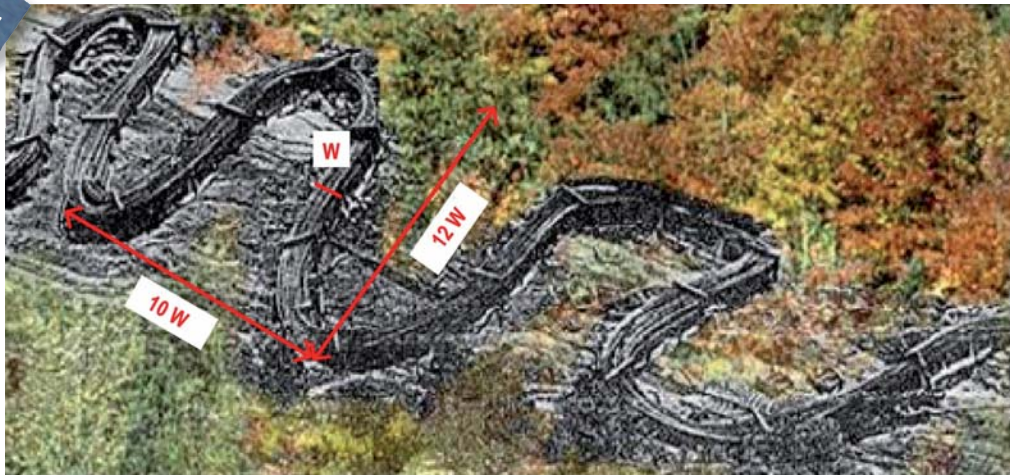
### ■ Les mécaniciens des solides : l'école des « compresseurs »

Pour cette « école », qui comporte moins d'adeptes que la précédente, la formation des méandres n'a rien à devoir aux processus de turbulence.

Les auteurs considèrent que l'on doit imaginer les cours d'eau comme des matériaux plastiques déformables, à l'image par exemple de cylindres de pâte à modeler que l'on tenterait de déplacer par poussée sur une surface plus ou moins plane et plus ou moins rugueuse. En exerçant une pression de part et d'autre, on obtient une déformation dont le tracé en plan s'apparente à celui des méandres de rivière.

L'exemple le plus connu, parmi ceux généralement présentés par les partisans de cette approche mécaniste, est celui du train de marchandises qui dérailla en 1965 à Greenville (figure 87). Les forces antagonistes qui ont engendré la compression « méandrique » sont la vitesse du train et la rugosité du substrat qui a freiné le glissement du train après le déraillement.

Figure 87

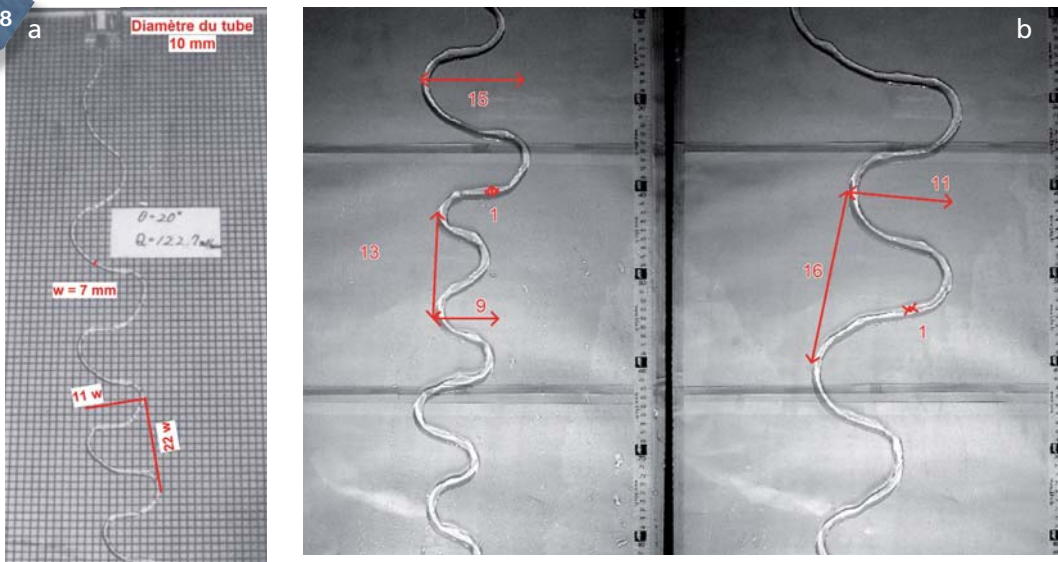


Formation de « méandres » lors de l'accident de train de Greenville. Noter la longueur d'onde ( $10W$ ) et l'amplitude ( $12W$ ) (in Shetner, 1970, modifié).

Les autres observations allant dans le sens de cette théorie sont celles réalisées lors d'expérimentations sur plaque lisse. Le principe général consiste à laisser s'écouler un petit filet d'eau à débit variable, sur un matériau **plan et lisse** (verre ou autre matériau) dont on peut faire varier la pente.

De nombreux essais de ce type ont été réalisés depuis les années 80 (notamment par Ikeda *et al.*, 1981). Parmi les expérimentations les plus récentes, on peut présenter celles de Le Grand-Piteira *et al.* (2006, figure 88).

Figure 88



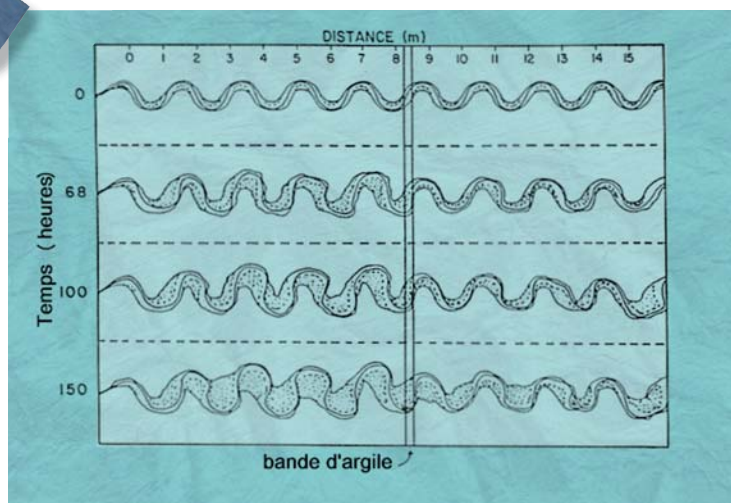
Exemples d'expérimentations en laboratoire de création de micro-méandres (a) sur plaque de verre (Mizumura, 1993), (b) sur plaque de mylar (Le Grand-Piteira *et al.*, 2006).

**A**ttention. Le développement de méandres sur plaque lisse n'est obtenu que sous certaines conditions de pente et de débit. L'écoulement se fait sous une forme quasi-laminaire (donc avec très peu, voire pas de turbulences) en raison de phénomènes de tension superficielle. Si l'on ne peut donc invoquer les « bouffées turbulentes » dans la genèse de ces sinuosités, on peut en revanche expliquer le méandrage par la présence de deux **forces antagonistes** : la puissance (le produit pente x débit) et la rugosité de la plaque qui s'oppose au déplacement linéaire du filet d'eau.



L'approche des mécaniciens des solides trouve plus d'écho dans des expérimentations sur modèle réduit, telles que celle présentée ci-dessous (Jin et Schumm, 1986). L'expérimentation se fait ici dans un chenal dans lequel a été incluse au milieu du parcours, sur toute la largeur du modèle réduit, une bande d'argile cohésive. On observe qu'en aval de la bande d'argile, la forme des méandres reste très homogène et proche de la forme initiale. En revanche, en amont de l'obstacle, les méandres s'écrasent, leur longueur d'onde diminue et leur amplitude augmente. L'effet régressif de « l'écrasement » se fait ressentir sur une longueur importante en amont de l'obstacle (au moins trois sinuosités).

Figure 89



Effet d'un affleurement argileux sur la déformation mécanique des méandres situés en amont (Jin et Schumm, 1986).

Nous avons observé de nombreuses fois dans la nature cet effet « d'écrasement » lié à la présence d'un obstacle empêchant la translation homogène vers l'aval des méandres (qui devrait être le processus naturel d'évolution).

78

Figure 90



Exemple de « compressions » mécaniques locales liées à la présence d'obstacles naturels ou artificiels bloquant la translation aval des méandres. (a) L'Ain aval (présence d'un affleurement argileux au pied d'une terrasse). (b) Le Doubs aval (en haut protections de berge, en bas affleurement argileux en pied de terrasse).

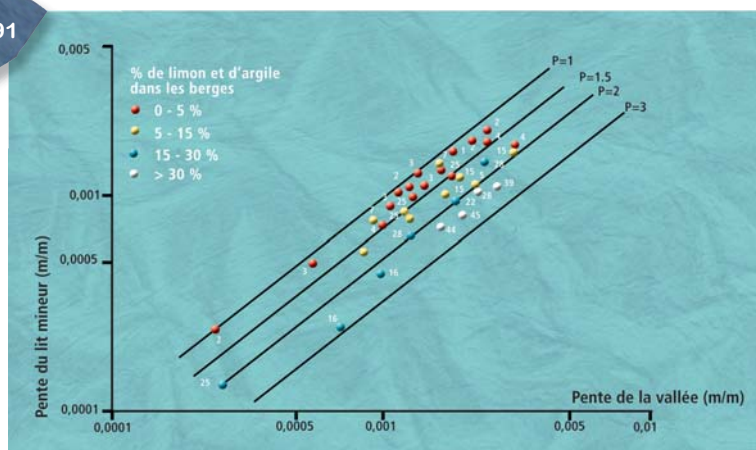
a- b- Fond BD ORTHO® 2002. © IGN 2010  
a- © BRGM

Pour les adeptes de la mécanique des solides, le **phénomène global de méandrage** des rivières serait donc engendré par **l'affrontement permanent de deux forces antagonistes** :

- la puissance du cours d'eau (produit pente x débit) ;
- la résistance des berges, qui s'oppose plus ou moins, selon leur niveau de cohésion, à la translation des méandres vers l'aval.

Cette hypothèse est notamment soutenue par des observations telles que celles de Schumm (1963) reprises par Van den Berg (1995), qui montrent (figure 91) que plus les berges d'un cours d'eau sont cohésives, plus elles résistent à l'érosion latérale (donc à la translation vers l'aval des sinuosités) et plus les méandres sont « écrasés » avec une forte sinuosité, une forte amplitude et une faible longueur d'onde.

Figure 91



Relations entre la cohésion des berges (quantifiée ici au moyen du pourcentage de limons et argiles dans l'épaisseur de la berge) et la sinuosité du cours d'eau. Les droites présentent les coefficients de sinuosité calculés par la méthode du rapport de pentes (Van den Berg, 1995). Notons que les cours d'eau sinueux ou méandriques peuvent se développer dans une large gamme de pentes de vallée et que pour une même pente, ils seront d'autant plus sinueux que leurs berges seront très cohésives.

La théorie des « compresseurs » semble alors trouver une certaine confirmation :

- un cours d'eau à berges peu cohésives (sableuses, graveleuses) verra ses sinuosités migrer (translater) facilement et rapidement vers l'aval avec un phénomène de compression minimal et un coefficient de sinuosité modéré (inférieur à 1,5). Ce sera probablement un cours d'eau actif où les érosions latérales seront importantes, notamment dans la partie aval des méandres ;
- inversement, des berges très cohésives opposeront une forte résistance à la translation des méandres et ceux-ci prendront alors une forme très « écrasée » (coefficients de sinuosité compris entre 2 et 3). L'érosion latérale sera lente et se matérialisera essentiellement de manière perpendiculaire à l'axe de la vallée.

**Le coefficient de sinuosité, si l'on est certain qu'il est naturel, peut donc être utilisé comme indicateur du degré de cohésion des berges et d'activité géodynamique potentielle du cours d'eau.**

**NB** Comme toujours il y a des exceptions à la règle et des rivières très sinueuses peuvent être néanmoins actives. La présence de nombreux bancs alluviaux est alors un indicateur secondaire (figure 92).

Figure 92



Deux rivières présentant sensiblement le même taux de sinuosité, l'une active (a) l'autre peu (b).



## ■ Conclusion sur les théories du méandrage

Si l'école des « turbulents » présente aujourd'hui le plus d'adeptes, celle des « compresseurs » nous semble tout à fait défendable et de nombreuses observations de terrain semblent intuitivement lui donner une certaine validité. **Du point de vue de l'ingénierie**, il nous est arrivé souvent, en utilisant implicitement cette théorie, de proposer de ne pas bloquer l'aval d'une sinuosité active (par des protections lourdes) pour éviter que le mécanisme d'écrasement régressif n'aggrave les érosions latérales en amont de la zone protégée.

Finalement les deux théories décrivent des processus de dissipation d'énergie, par turbulence ou compression, et sont peut-être complémentaires, voire même identiques, mais présentées différemment.

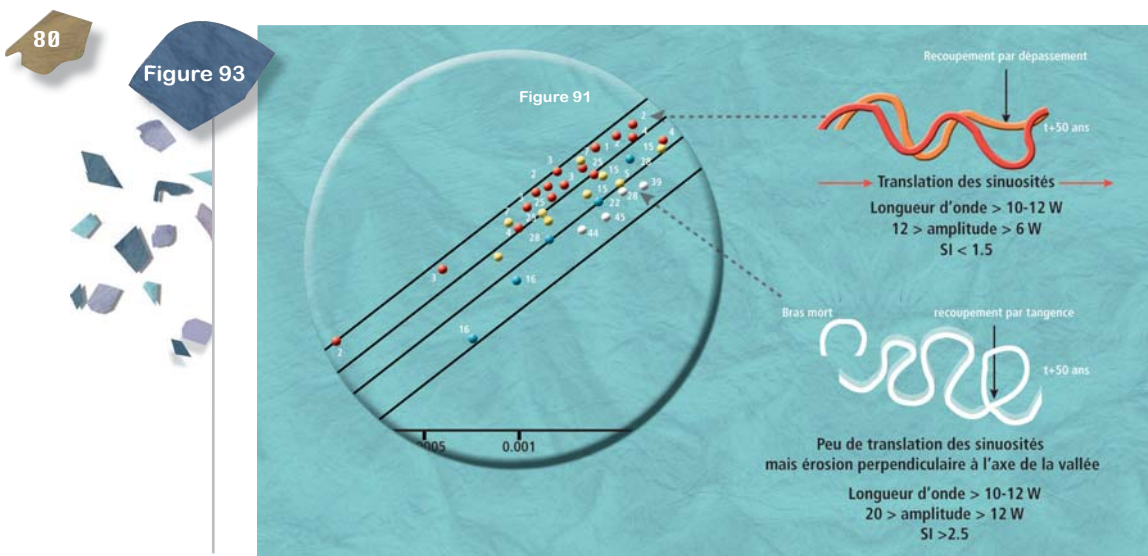
La conclusion majeure que l'on peut tirer des théories de ces différentes écoles est qu'un **cours naturel ne présente jamais un tracé rectiligne**, sauf cas particuliers bien connus : contrôles rocheux ou tectonique, absence totale de pente ou au contraire très forte pente (torrents de montagne), ou alors sur une période très courte (après rescindement de sinuosités par exemple).

## La dynamique des méandres

### ■ Translation, migration, recouplement

Quelle que soit la théorie adoptée, on admet aujourd'hui que les sinuosités d'un cours d'eau sont mobiles (hors gorges rocheuses) et se déplacent plus ou moins rapidement en fonction des divers paramètres de contrôle.

Si l'on reprend le graphe de Van den Berg (1995), on peut décrire l'évolution théorique naturelle des deux « types » extrêmes de cours d'eau sinueux (figure ci-dessous).



Les deux types extrêmes de méandres selon le graphe de Van den Berg (figure 91).

En haut et à droite de la figure, on trouve les rivières :

- sinueuses ou très sinueuses (coefficients de sinuosité inférieurs à 1,5) ;
- à dynamique latérale plutôt active, caractérisée par une érosion maximale dans le tiers aval des sinuosités, dans l'axe de la vallée ;
- dont l'évolution en plan typique est la **translation des méandres vers l'aval** ;
- dont le **recouplement s'opère par déversement** « à la corde », avant même que le méandre ait atteint son développement maximal (forme en oméga). Un bras mort est ainsi créé.

En bas à droite de la figure on observe les rivières :

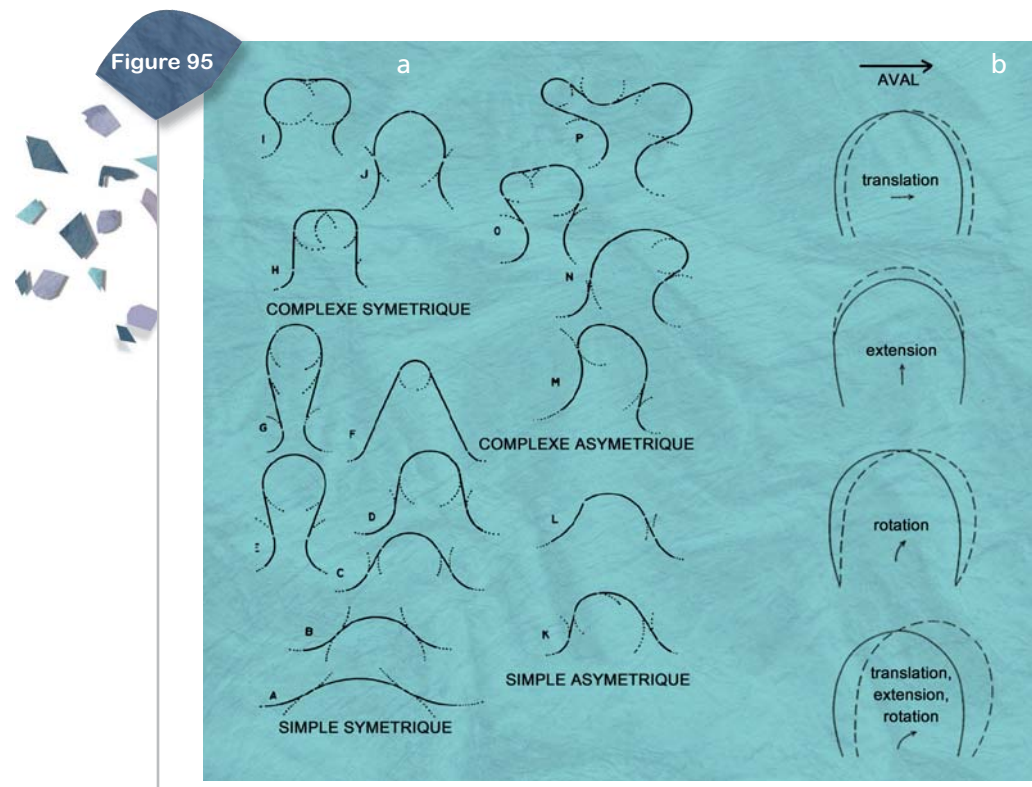
- très méandriformes ( $SI > 2$ ) ;
- à dynamique latérale plutôt modérée (en relatif), caractérisée par une faible translation aval des méandres et surtout une extension/expansion perpendiculaire à l'axe de la vallée ;
- avec des **recouvrements par tangence**, lorsque deux berges concaves en cours d'érosion finissent par se rejoindre, abandonnant alors un bras mort de forme très arrondie (*oxbow lake*).

Entre les deux se trouvent tous les types intermédiaires...



Les deux extrêmes des différents types de sinuosités : (a) bassin de l'Uruguay (Brésil), (b) haut bassin de l'Amazonie (Pérou).

Les rivières sinueuses à chenal unique présentent donc plusieurs types d'évolution en plan, auxquels on doit ajouter les différents types de recouvrement. De nombreuses typologies ont été élaborées pour tenter de décrire plus finement ces types d'évolution (exemples ci-dessous).

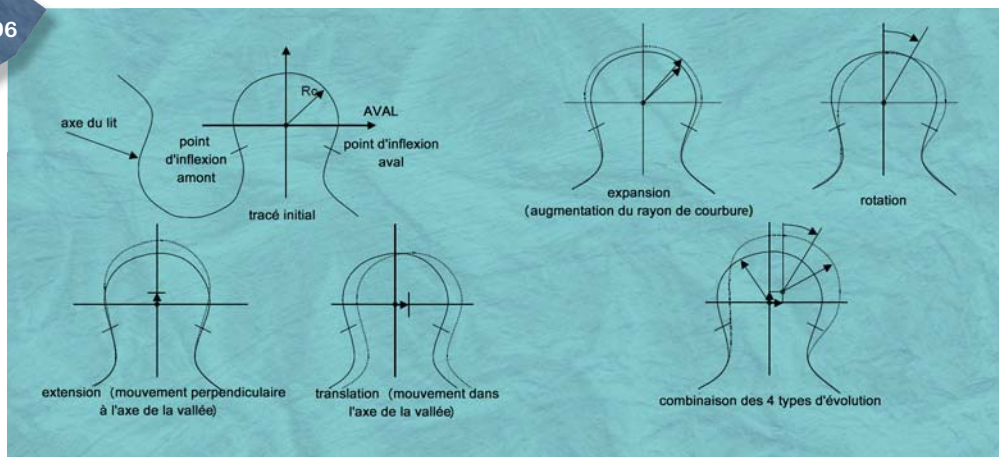


Exemples de typologies d'évolution en plan sur les rivières sinueuses. (a) Brice (1975), (b) Knighton (1984).



La typologie la plus récente est celle de Lagasse et al. (2004), qui reprend Knighton (1984) et distingue quatre grands types d'évolution (extension, translation, expansion, rotation) qui peuvent se combiner (figure 96).

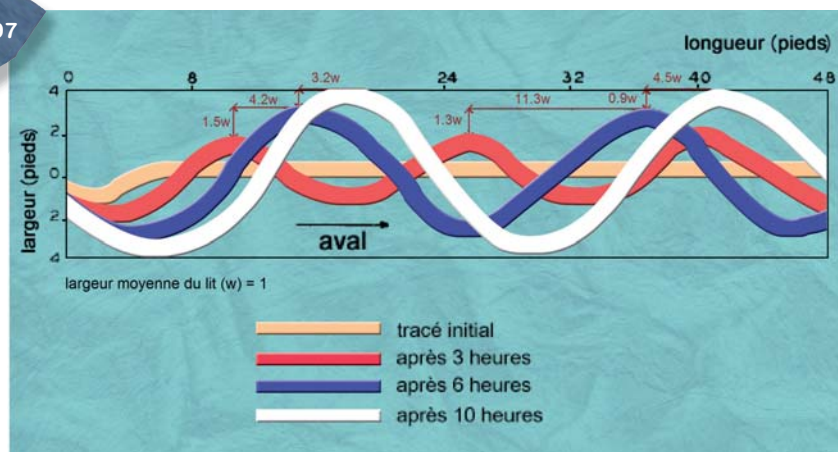
Figure 96



Typologie de l'évolution en plan des rivières sinueuses (Lagasse et al., 2004).

La figure suivante présente l'évolution réelle d'un train de méandre sur un modèle réduit expérimental. On y observe la très nette domination du processus de translation.

Figure 97



Cartographie de l'évolution d'un modèle réduit de cours d'eau lors d'une expérimentation menée par Friedkin (1945). On observe ici un triple mécanisme de translation, extension, expansion mais, en termes de taux moyen d'érosion, c'est la **translation qui domine** (valeurs de l'ordre de 3 à 11 fois la largeur contre 1 à 1,5 fois pour l'extension). Noter néanmoins que l'extension est probablement contrainte par les bords du canal expérimental. Noter aussi que l'amplitude et la longueur d'onde augmentent au cours de l'expérimentation.

## ■ L'érosion latérale

Ces évolutions globales en plan se font par le biais de processus d'érosion latérale plus ou moins intenses en fonction de la puissance des cours d'eau et de la nature cohésive ou non de leurs berges.

### **Les processus d'érosion latérale à l'échelle locale**

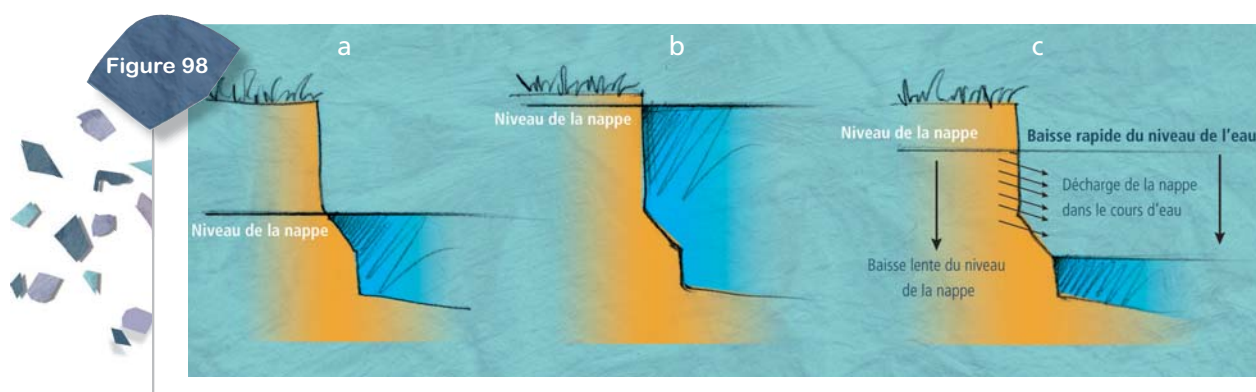
Nous avons vu que sur les rivières actives à berges non cohésives, la dynamique globale d'érosion était la translation des méandres selon l'axe général de la vallée. A l'opposé, sur les rivières peu actives à berges cohésives, on observe plutôt des mouvements d'extension/expansion, perpendiculaires à l'axe de la vallée.

A l'échelle locale, ces processus d'érosion se matérialisent par un retrait progressif des berges dont l'intensité est fonction de leur nature (structure et texture des matériaux), de leur hauteur et de leur taux de

végétalisation. Nous verrons au paragraphe suivant que la vitesse de retrait des berges (ou taux d'érosion latérale) est aussi fonction de paramètres complémentaires, dont la puissance.

On peut signaler aussi le **rôle important des fluctuations de la nappe lors des crues**. En effet, sur les rivières dont la plaine alluviale est constituée d'alluvions perméables à très perméables, la nappe se met en charge au fur et à mesure de l'augmentation du débit.

Au débit à « pleins bords », le niveau hydrostatique de la nappe est en équilibre avec celui du lit mineur et, sur certains cours d'eau, notamment ceux à berges sableuses ou gravelo-sableuses, il n'y a presque pas d'érosion latérale à ce stade de la crue. Par contre, à la décrue, le niveau de l'eau dans le lit mineur descend beaucoup plus vite que celui de la nappe, qui se retrouve perchée. La vidange de la nappe engendre alors une décompression hydrostatique, une activation des processus d'entraînement des matériaux de la berge et une augmentation brutale des taux d'érosion.



Rôle des battements de la nappe lors des épisodes de crue dans les processus d'érosion latérale. (a) Avant la crue, (b) pendant la crue (équilibre hydrostatique), (c) à la décrue (baisse rapide du niveau de l'eau et abaissement lent du niveau de la nappe qui se décharge dans le cours d'eau et favorise l'érosion de la berge).

### Taux d'érosion et classification de l'activité dynamique d'un cours d'eau à méandres

La mesure des taux d'érosion passés permet à la fois de caractériser l'activité géodynamique du cours d'eau étudié et de prédire son évolution future.

Les taux annuels d'érosion latérale d'un cours d'eau peuvent être quantifiés de deux manières :

- par une mesure des largeurs érodées, les taux d'érosion sont exprimés en cm ou m/an ;
- par une mesure des surfaces érodées, les taux d'érosion sont alors exprimés en m<sup>2</sup> ou en ha/an.

#### 1- Mesure des largeurs érodées : méthode des flèches d'érosion

L'une des méthodes d'évaluation des taux d'érosion sur un cours d'eau consiste à mesurer les « flèches d'érosion » au droit de sinuosités actives, en comparant deux documents cartographiques ou photographiques, espacés *a minima* d'une dizaine d'années, afin de lisser les effets des fluctuations hydrologiques (un écart de 20 ans serait idéal).

**NB** Il conviendra néanmoins dans l'interprétation des valeurs d'érosion mesurées, de prendre en compte l'histoire hydrologique récente du cours d'eau (une seule crue de faible fréquence et/ou de longue durée peut provoquer des érosions extrêmement importantes).

Le principe consiste à mesurer **une flèche par sinuosité**, au droit du point d'érosion maximal entre les deux limites de berges figurant sur les documents (figures ci-après). Les longueurs de ces flèches sont mesurées en valeurs brutes (m) puis ramenées au nombre d'années séparant les deux documents et exprimées alors en taux annuels d'érosion (m/an).



Figure 99



a- b- Fond BD ORTHO® 2002. © IGN 2010.

Mesures de flèches d'érosion (a) en valeurs brutes et (b) en taux annuels entre 1950 (tracé vert) et 2002 (photo aérienne) environ. Le méandre le plus actif présente une flèche de 126 m, soit un taux d'érosion moyen annuel de 2,5 m/an.

Si les taux d'érosion en valeurs brutes sont intéressants à connaître (notamment pour informer les populations riveraines), il est plus utile du point de vue de l'appréciation du fonctionnement géodynamique, de connaître les **taux d'érosion relatifs**, qui sont les taux annuels ramenés à la largeur moyenne du cours d'eau dans le tronçon d'étude.

La figure suivante montre ainsi que, ramenée à une largeur moyenne à pleins bords de l'ordre de 30 m, la sinuosité la plus active a connu un taux annuel d'érosion relative de 8,4 %. Cela signifie que chaque année, la rivière a érodé l'équivalent de 8 % de sa propre largeur.

Figure 100



Fond BD ORTHO®. © IGN 2010

Mesures de flèches d'érosion en valeurs relatives à la largeur du lit à pleins bords.

### 1a- Les classes d'activité dynamique

Nous avons élaboré une proposition de classement de l'activité géodynamique latérale d'un cours d'eau sur la base des taux d'érosion relatifs (Malavoi, 2000), notamment dans un objectif de typologie nationale.

Ce classement est présenté dans le tableau ci-dessous.

Tableau 6

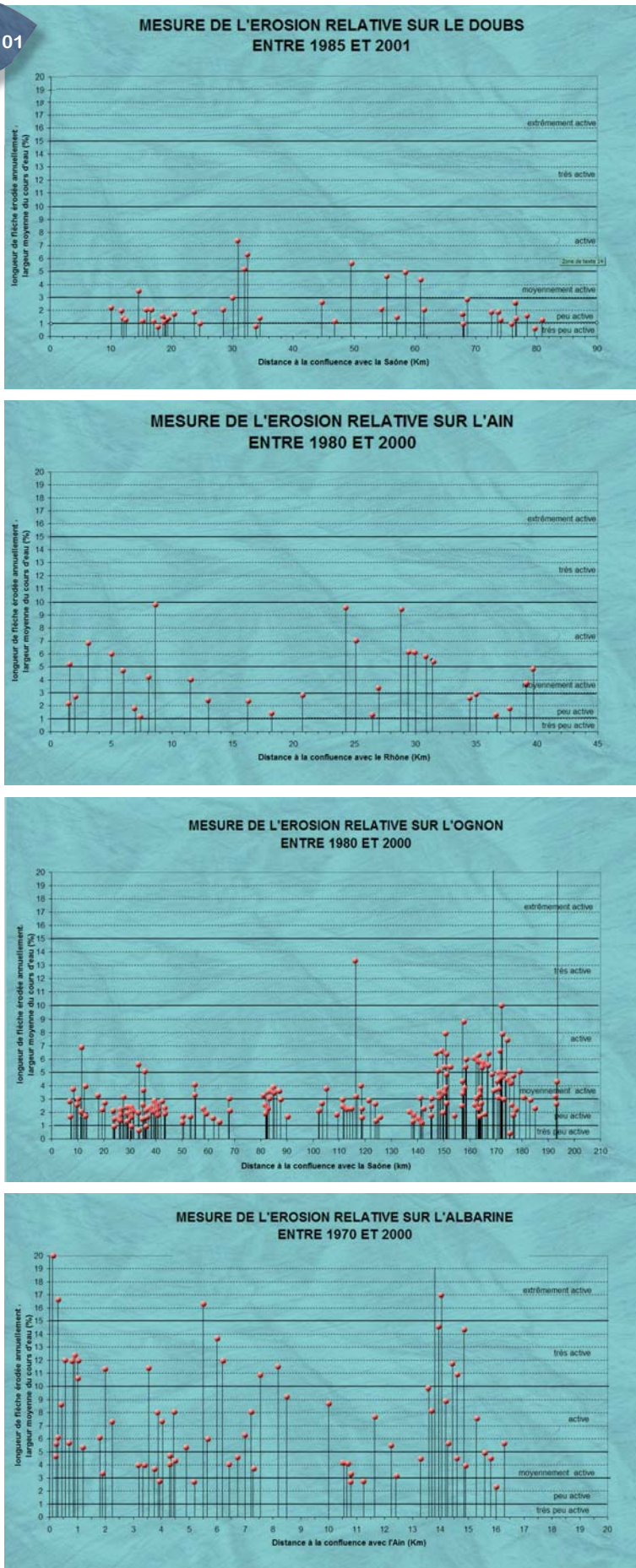
Classes d'activité dynamique latérale d'un cours d'eau.

Taux annuel d'érosion relative (% de la largeur)	Classe d'activité
< 1 %	Rivières très peu à non actives
1 - 3 %	Rivières peu actives
3 - 5 %	Rivières moyennement actives
5 - 10 %	Rivières actives
10 - 15 %	Rivières très actives
> 15 %	Rivières extrêmement actives

## 1b- Quelques exemples de taux d'érosion

Les graphiques ci-dessous présentent quelques exemples de rivières sur lesquelles nous avons mesuré ces valeurs. On constate ainsi que l'Ognon est le cours d'eau qui présente les taux d'érosion les plus élevés et le Doubs les moins élevés. Cette approche et son interprétation peuvent aussi être synthétisées par tronçon géomorphologique homogène.

Figure 101



*Quelques exemples de mesure des taux d'érosion relatifs sur des rivières considérées comme globalement plutôt actives. On voit cependant, notamment, sur l'Ognon que l'intensité relative des processus peut être très variable selon les tronçons.*



**NB** Il est important de noter que ce type de mesures ne peut être interprété pertinemment en termes de typologie géodynamique que sur des sinuosités « naturelles » non artificiellement stabilisées et en écoulement libre (c'est-à-dire en dehors de l'emprise de retenues de barrages ou de seuils).

Ainsi, si aucun indice d'érosion n'est visible par comparaison de tracé, cela ne signifie pas systématiquement que le cours d'eau n'est pas potentiellement actif. Il faut vérifier (sur le terrain par exemple) que cette non – ou faible activité n'est pas liée à des protections de berge ou à l'effet stabilisateur d'une retenue.

De plus, même si l'on observe une activité géodynamique (sur 20 ans par exemple), que l'on peut donc la mesurer et classer le segment concerné dans une classe d'activité latérale, il faut théoriquement vérifier qu'aucune protection de berges n'a été réalisée dans le pas de temps séparant les deux documents cartographiques utilisés pour l'analyse. Par exemple, on peut très bien concevoir une sinuosité érodée à un taux de 10 % par an pendant 10 ans, puis de 0 % pendant les 10 années suivantes du fait de la réalisation d'une protection de berges. Le taux relatif moyen sera alors ramené à 5 %/an.

### 1c- La question de l'activité géodynamique potentielle

Cela nous amène à une réflexion plus générale concernant la qualification d'une rivière ou d'un tronçon de rivière en termes d'activité géodynamique potentielle. Il peut être intéressant en effet de savoir, notamment dans le cadre d'une politique de restauration hydromorphologique ou de cartographie d'un espace de mobilité, si tel ou tel tronçon de rivière, actuellement non actif du fait de diverses interventions anthropiques, le serait aussi naturellement.

Cette analyse passe par une approche typologique qui n'est qu'en partie développée à l'heure actuelle (notamment basée sur le score géodynamique) : telle puissance spécifique, dans telle classe d'érodabilité des berges et telle classe d'apports solides devraient en théorie présenter des taux d'érosion relatifs de tel ordre.

En attendant la mise au point d'une typologie fonctionnelle tout à fait adaptée à ce type de question, une approche plus simple consiste à réaliser les mesures de flèches d'érosion par tronçon géomorphologique homogène et à en déduire le fait que l'ensemble du tronçon devrait théoriquement fonctionner de la même façon. Il est en effet rare (mais pas exclu) que des tronçons de plusieurs kilomètres soient totalement stabilisés de manière artificielle. Les zones actuellement actives pourraient donc être, faute de mieux, considérées comme représentatives du fonctionnement « naturel ».

### 1d- Présentation cartographique

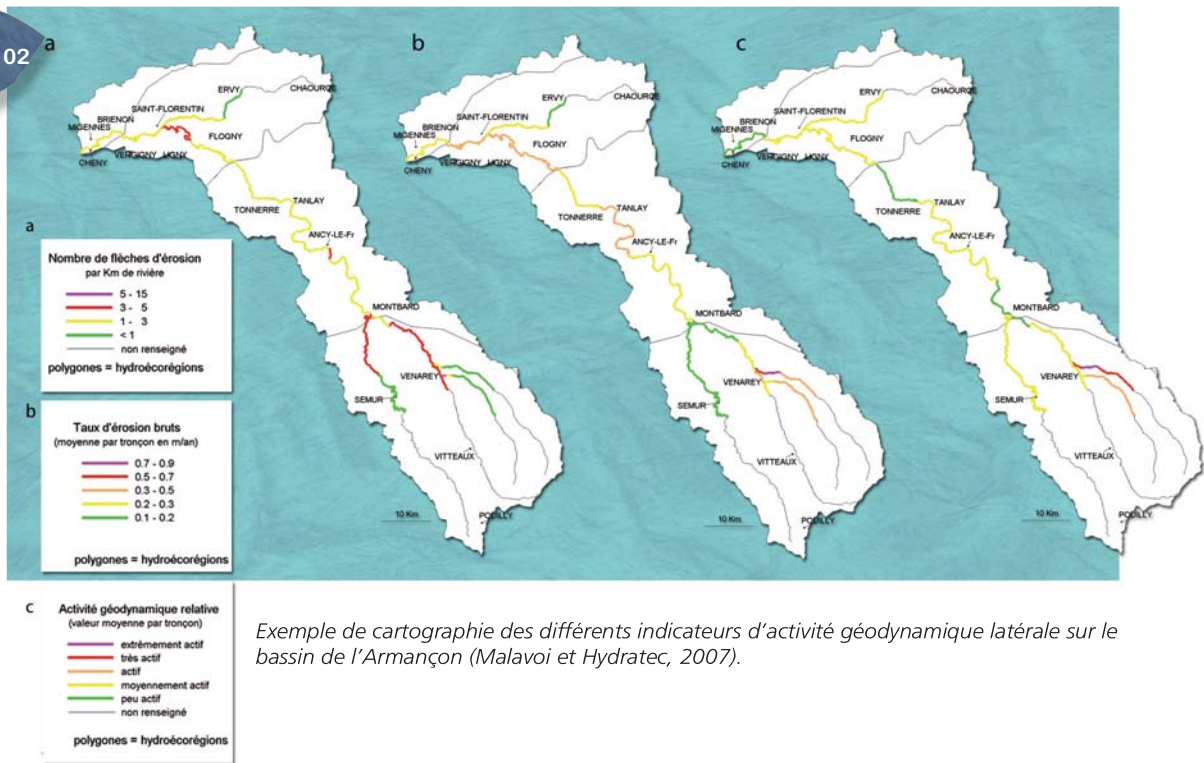
Deux paramètres sont importants pour caractériser l'activité géodynamique latérale d'un cours d'eau ou d'un tronçon de cours d'eau :

- les taux d'érosion eux-mêmes, bruts ou relatifs ;
- le nombre de sinuosités en cours d'érosion (soit le nombre de flèches) par unité de longueur de cours d'eau (unité de longueur qui doit être proportionnelle à sa taille).

**NB** Les deux paramètres peuvent, rappelons-le, être fortement influencés par des interventions anthropiques.

Outre des représentations sous forme de graphiques, une cartographie peut aussi être pertinente pour représenter et interpréter les taux d'érosion latérale. Quelques exemples de cartes de résultats par tronçon géomorphologique sont présentés ci-après.

Figure 102



Exemple de cartographie des différents indicateurs d'activité géodynamique latérale sur le bassin de l'Armançon (Malavoi et Hydratec, 2007).

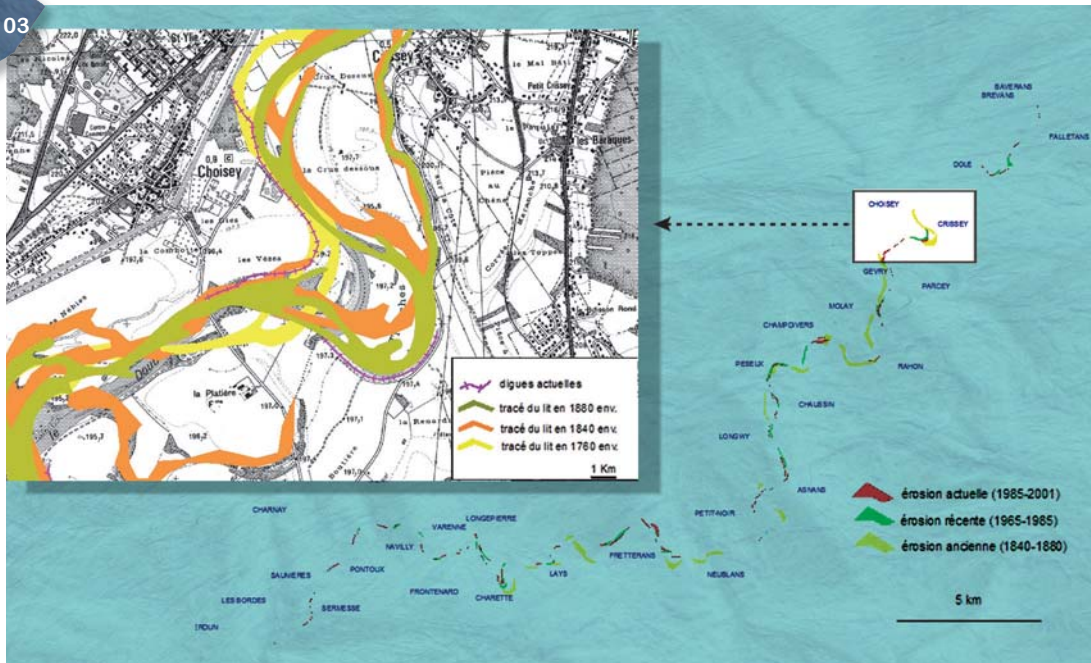
## 2- La méthode des superficies

Outre l'analyse des largeurs érodées, pour laquelle on n'indique généralement qu'une valeur par sinuosité individuelle, les taux d'érosion latérale peuvent être mesurés et analysés sur la base des superficies érodées. Cette approche est intéressante en termes d'évaluation :

- des pertes foncières (aspects socio-économiques et socio-politiques majeurs) ;
- de la production éventuelle de charge alluviale (aspect concernant l'équilibre du transport solide).

Au moyen d'une analyse comparative (si possible sous SIG) de divers documents cartographiques ou photographiques (voir chapitre sur les « outils »), il est non seulement possible de mesurer des flèches d'érosion, mais il est tout aussi aisé de cartographier les superficies érodées.

Figure 103

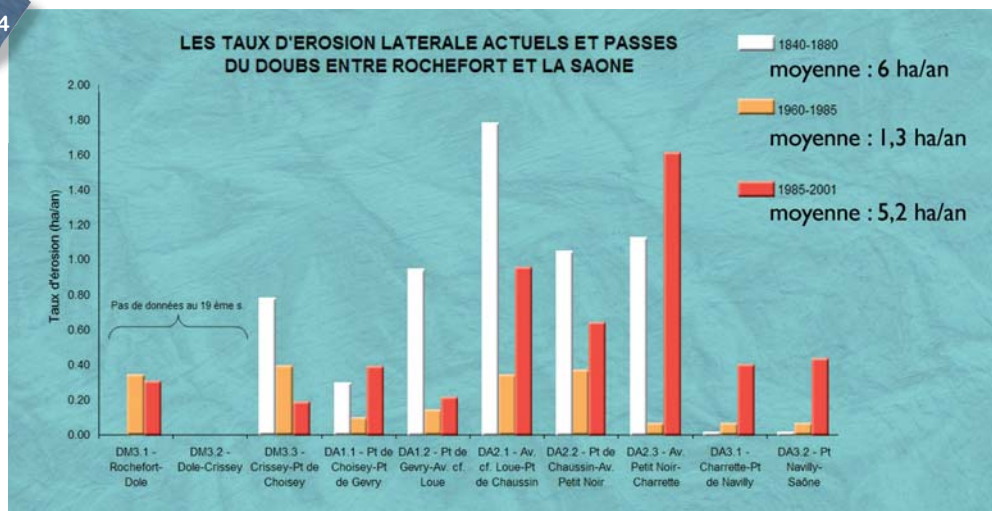


Cartographie des superficies érodées sur le Doubs aval au cours de trois séries temporelles (Malavoi, 2004).



Cette méthode permet d'accéder directement à une information spatialisée et précise des érosions passées. On observe ainsi sur le Doubs des secteurs anciennement actifs qui ne le sont plus aujourd'hui et inversement. Présentées sous forme de graphiques (ci-dessous) avec des valeurs moyennes par tronçon géomorphologique homogène, ces données permettent de visualiser de manière synthétique les tendances évolutives et d'en tirer des informations prospectives. On constate ainsi une « accalmie » érosive sur le Doubs aval entre 1960 et 1985 (Malavoi, 2004), liée à une forte période d'extractions de matériaux, qui, en réduisant les surfaces et volumes de bancs alluviaux, réduisait aussi l'érosion latérale activée par ces macroformes.

Figure 104



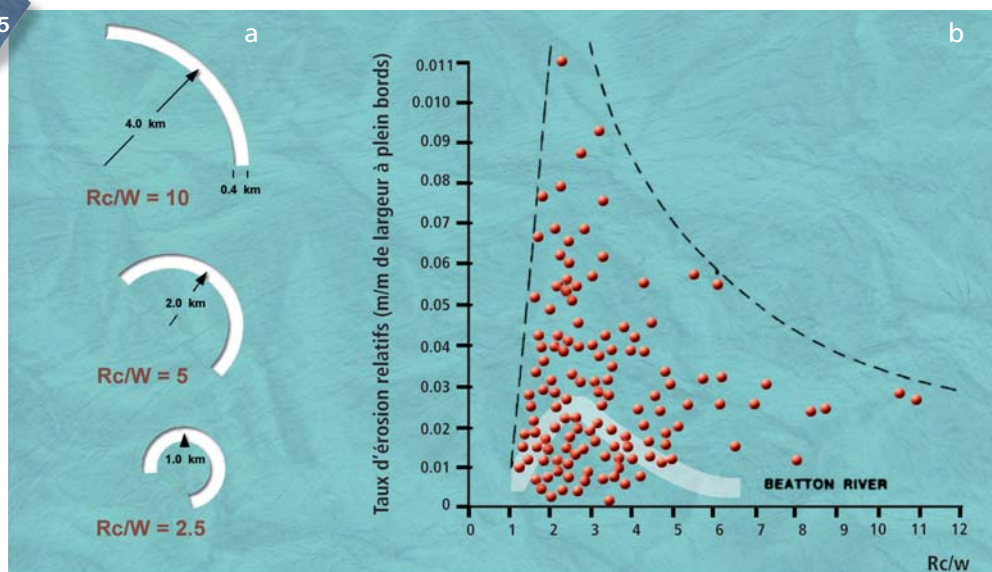
Valeurs des taux d'érosion annuels par tronçon géomorphologique homogène du Doubs aval (Malavoi, 2004).

### 3- Concept de maturité des méandres

Entre le début de son existence (à partir d'un tracé rectiligne) et son éventuel recoupement, une sinuosité se développe selon les processus décrits plus haut (expansion, translation, etc.).

Des chercheurs ont pu démontrer que les taux d'érosion à l'échelle d'une sinuosité élémentaire varient dans le temps en fonction du niveau de maturité de celle-ci. **L'indice de maturité** le plus fréquemment utilisé pour cette approche est le rapport rayon de courbure/largeur pleins bords ( $Rc/W$ ). Plusieurs études indiquent que les taux d'érosion latérale sont les plus forts autour de valeur de  $Rc/W$  compris entre 2 et 3 avec **un pic assez marqué entre 2 et 2,5** (Hickin et Nanson, 1984).

Figure 105



(a) Exemples visuels de valeurs de  $Rc/w$ . (b) Taux d'érosion relatifs observés sur certains cours d'eau en fonction de cet indice (d'après Hooke, 1991).

## ■ L'érosion latérale productrice de charge solide

Un des effets majeurs de l'érosion latérale, qui concerne d'ailleurs tous les styles fluviaux hors les rivières sur bedrock, est le fait que chaque m<sup>2</sup> érodé réinjecte dans le cours d'eau un volume de sédiments qui va immédiatement participer à l'équilibrage de la balance géodynamique de Lane, particulièrement s'il est de texture correspondant à la charge de fond.

A titre d'exemple (figure 106), la « **production** » de sédiments « **frais** » (en réalité un stock fossile holocène) par l'érosion latérale d'une seule sinuosité de l'Ain sur 1 an (2004 - 2005), a été de l'ordre de **30 000 m<sup>3</sup>** : 600 m (longueur de la zone érodée) x 10 m (recul moyen de la berge) x 5 m (hauteur de la berge par rapport au fond du talweg). A partir de l'analyse de la coupe de la berge au droit de cette sinuosité, nous estimons que plus de 50 % de ce volume est d'une granulométrie supérieure au sable et donc susceptible de participer à la **charge de fond**.

Ce constat est d'ailleurs à l'origine du concept d'**espace de liberté** ou espace de mobilité.

Figure 106



Fond BD ORTHO® 2005. © IGN 2010

*L'érosion latérale de la sinuosité de l'Ain comprise entre les profils 5 et 9 a injecté environ 30 000 m<sup>3</sup> de matériaux en une année, dont plus de 50 % de granulométrie grossière (Malavoi, 2008).*