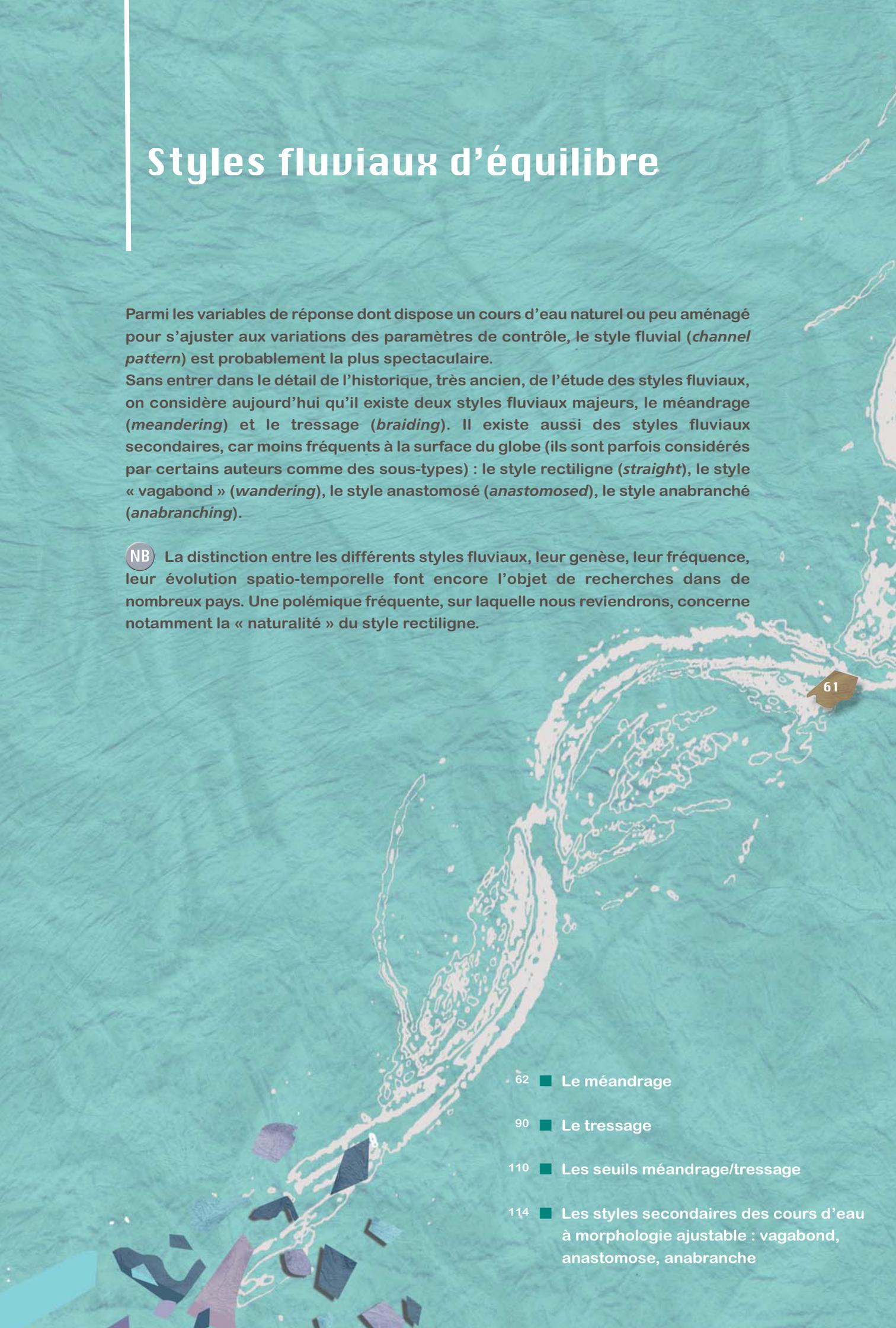


Styles fluviaux d'équilibre

Parmi les variables de réponse dont dispose un cours d'eau naturel ou peu aménagé pour s'ajuster aux variations des paramètres de contrôle, le style fluvial (*channel pattern*) est probablement la plus spectaculaire.

Sans entrer dans le détail de l'historique, très ancien, de l'étude des styles fluviaux, on considère aujourd'hui qu'il existe deux styles fluviaux majeurs, le méandrage (*meandering*) et le tressage (*braiding*). Il existe aussi des styles fluviaux secondaires, car moins fréquents à la surface du globe (ils sont parfois considérés par certains auteurs comme des sous-types) : le style rectiligne (*straight*), le style « vagabond » (*wandering*), le style anastomosé (*anastomosed*), le style anabranché (*anabranching*).

NB La distinction entre les différents styles fluviaux, leur genèse, leur fréquence, leur évolution spatio-temporelle font encore l'objet de recherches dans de nombreux pays. Une polémique fréquente, sur laquelle nous reviendrons, concerne notamment la « naturalité » du style rectiligne.

- 
- 62 ■ Le méandrage
 - 90 ■ Le tressage
 - 110 ■ Les seuils méandrage/tressage
 - 114 ■ Les styles secondaires des cours d'eau à morphologie ajustable : vagabond, anastomose, anabranché

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



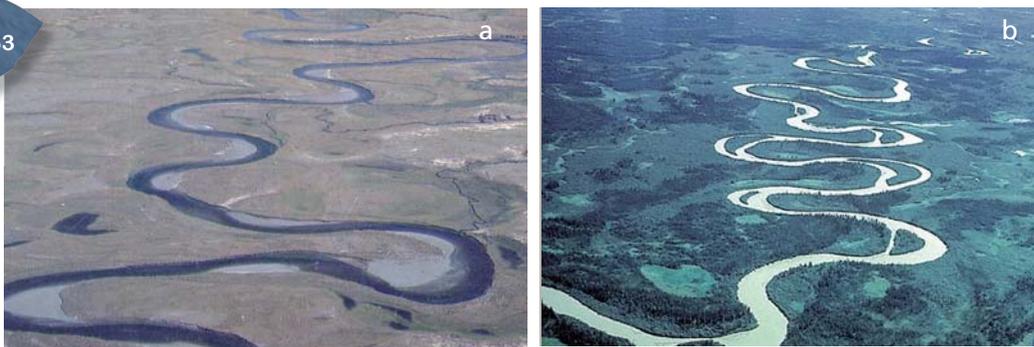
Méandres contraints par la présence de versants difficilement érodables (la Beaver au Canada). Notez la dissymétrie du tracé en plan. Les méandres semblent écrasés dans le sens de l'écoulement (de la gauche vers la droite).

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



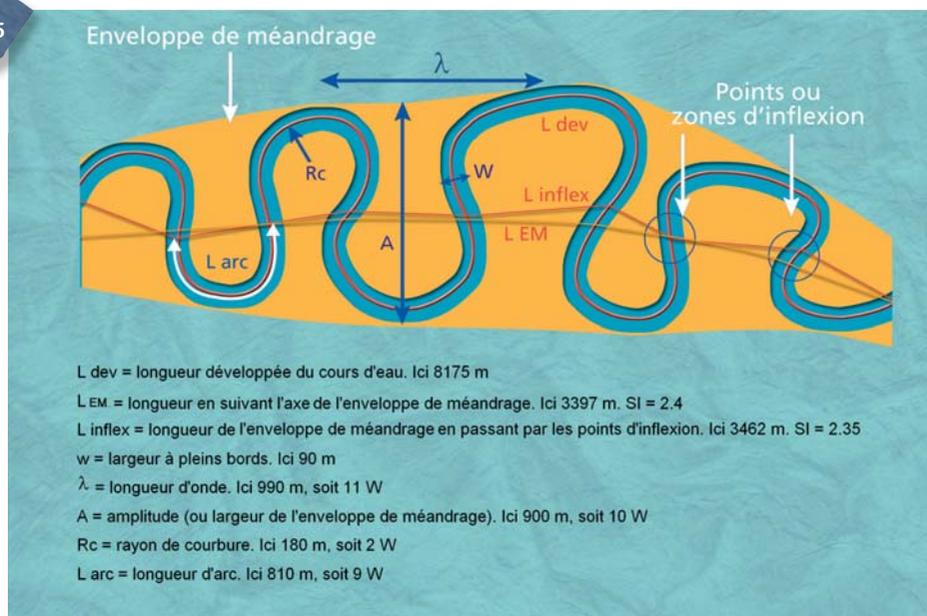
Les méandres de vallée du Rognon et le Rognon actuel, qui présente des caractéristiques morphométriques adaptées au climat contemporain. La largeur moyenne du fond de vallée est de 150 m et celle du cours d'eau actuel de 15 m. Celui-ci est presque aussi méandrique que son « ancêtre ».

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.

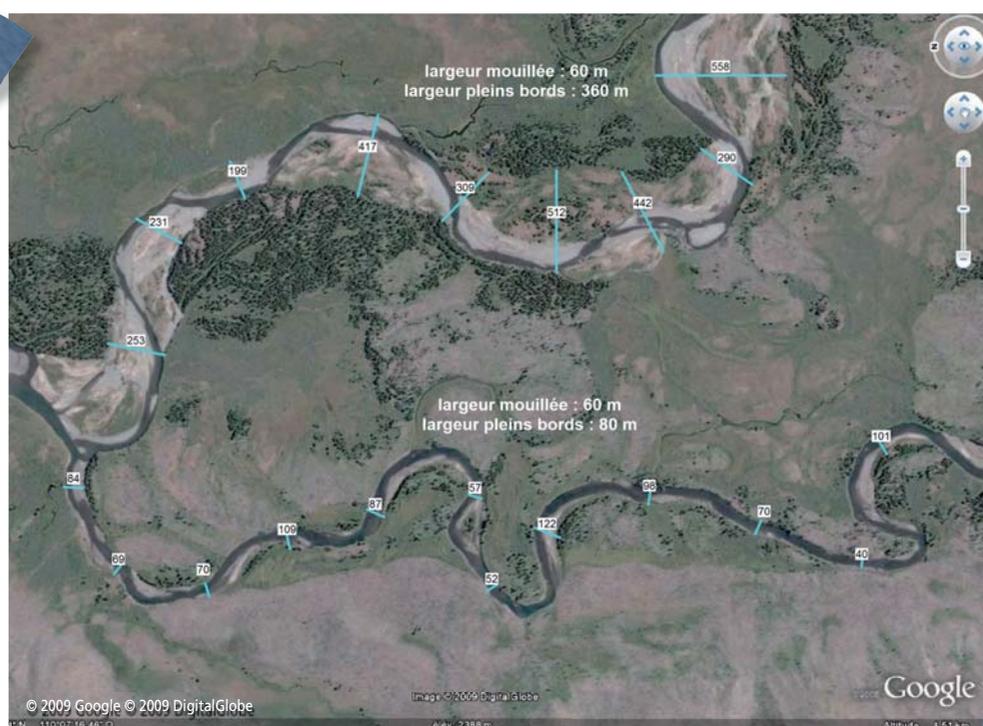
Figure 66



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.

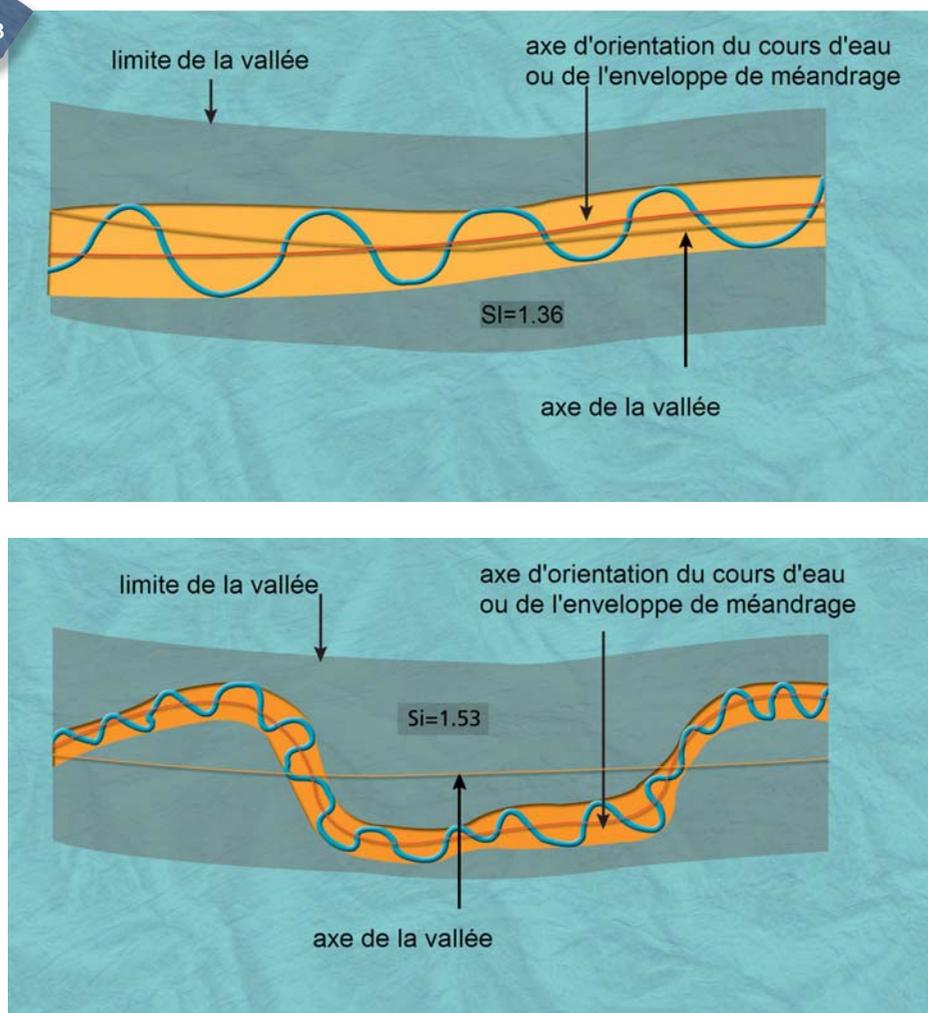
Méthode du rapport de longueur

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 ».

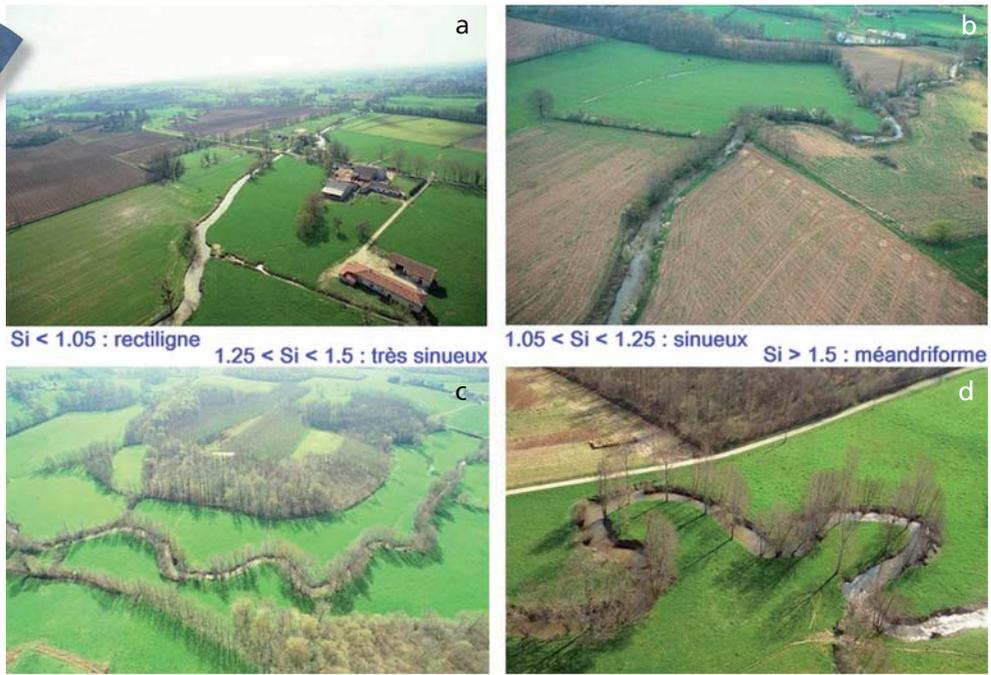
Classes de sinuosité

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



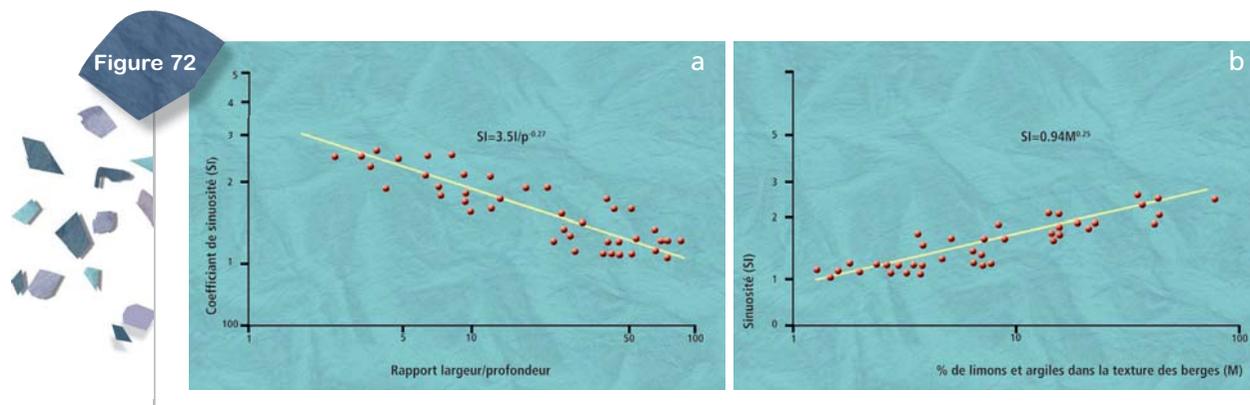
© tous droits réservés

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**).

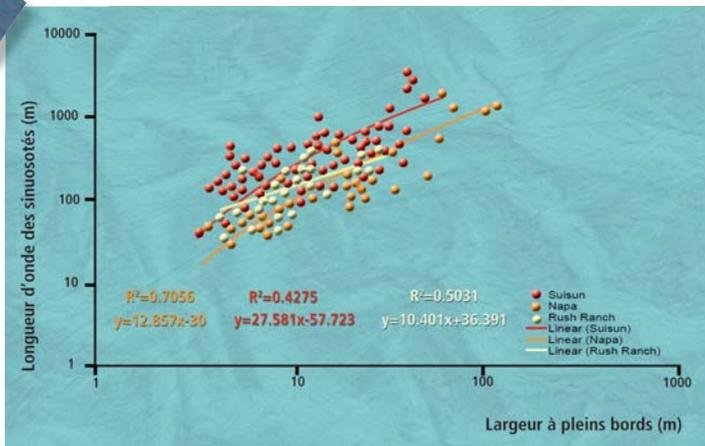
Les valeurs relatives plutôt faibles sont généralement associées à des cours d'eau très méandriformes (les sinuosités sont « écrasées » et proches les unes des autres) et généralement à faible activité géodynamique. Les valeurs relativement fortes s'observent plutôt sur les cours d'eau simplement sinueux,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

Attention. 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



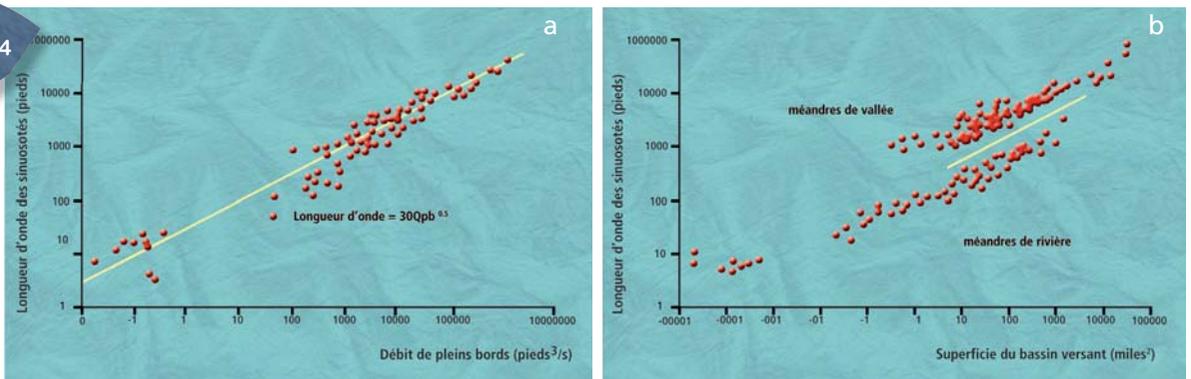
Exemples de relations entre la longueur d'onde des méandres et leur largeur à pleins bords (Pearce et Collins, 2004).

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).

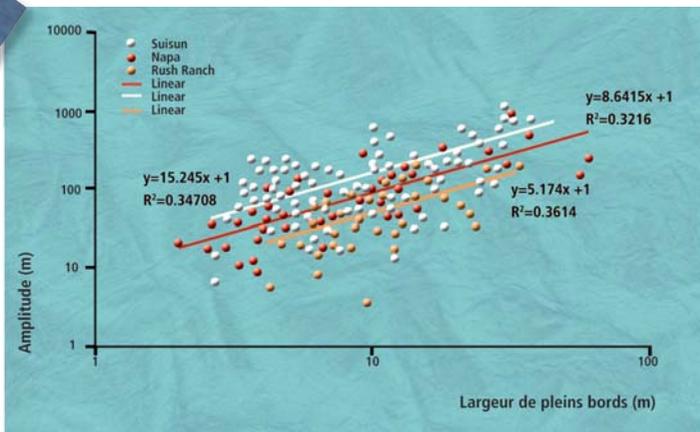
Figure 75



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



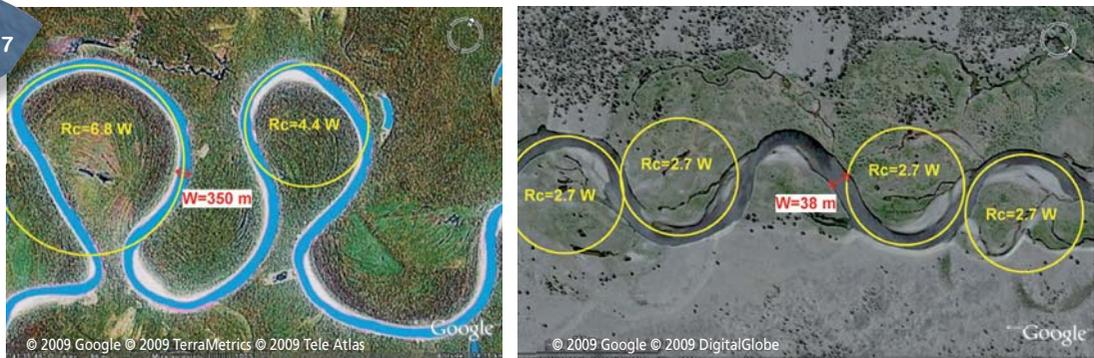
Graphique des relations régionalisées entre l'amplitude des sinuosités et la largeur du lit à pleins bords (Pearce et Collins, 2004).

■ 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

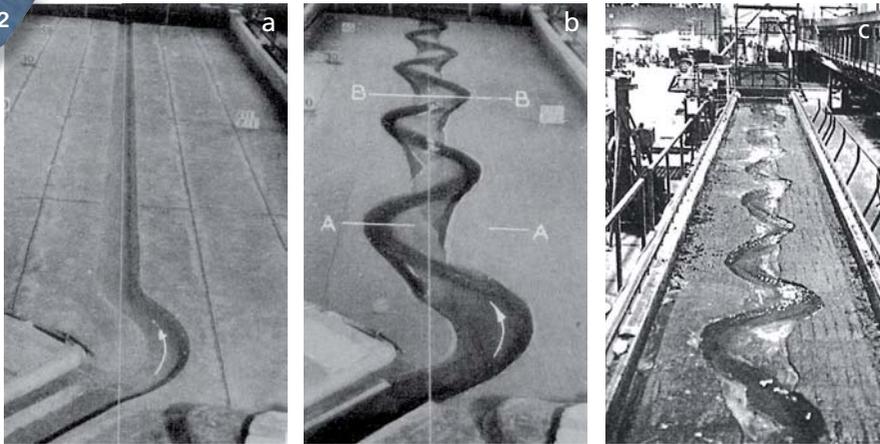
La question de la genèse des méandres remonte au moins à l'Antiquité.

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

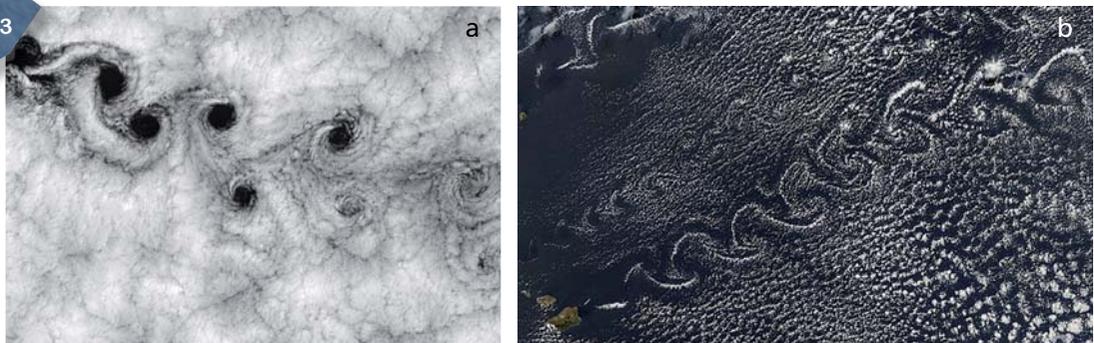
Deux principales « écoles » de pensée s'opposent pour expliquer le phénomène de méandrage : les mécaniciens des fluides, qui invoquent les macro-turbulences de l'écoulement, et les mécaniciens des solides, qui expliquent les méandres par un phénomène de compression mécanique.

■ 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



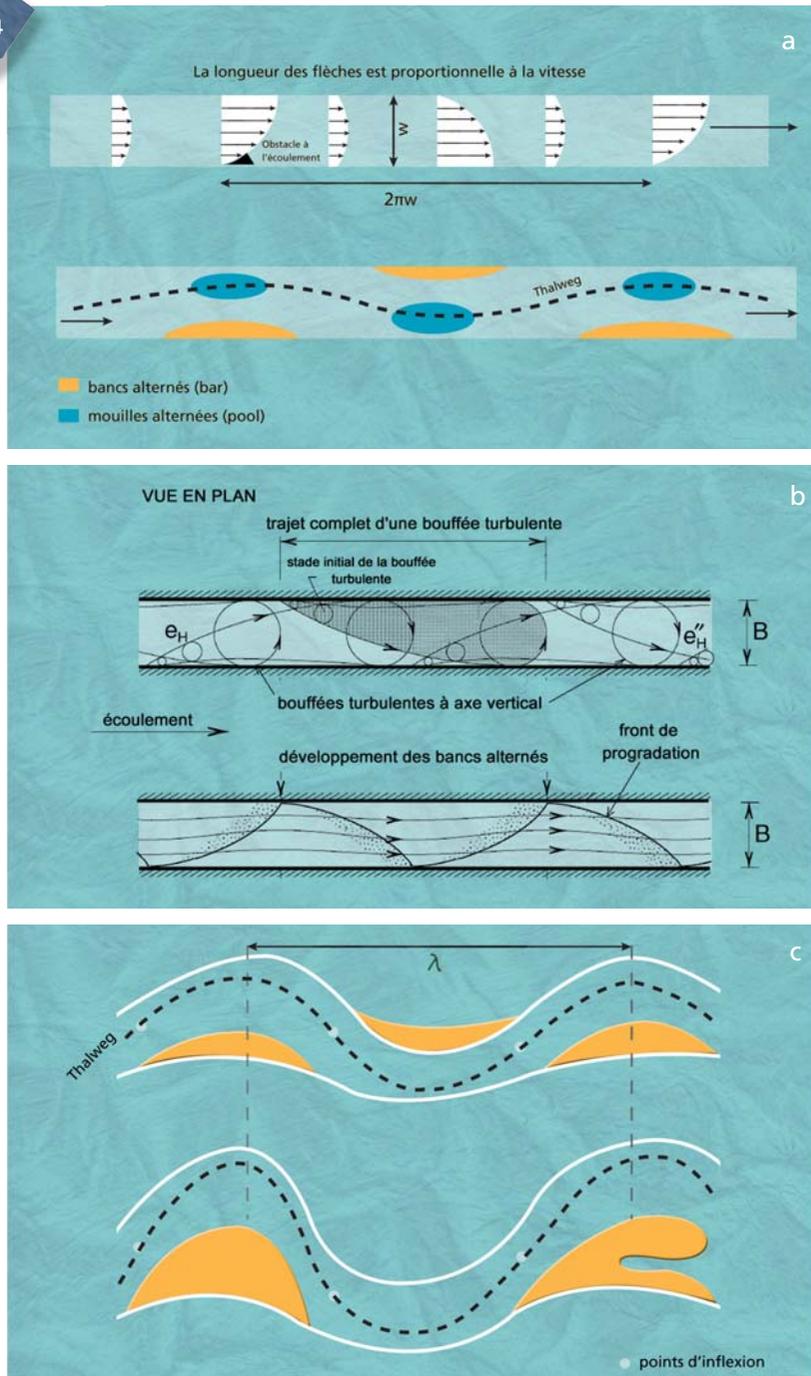
Exemples de bouffées turbulentes à axe vertical engendrées à l'aval d'un obstacle à l'écoulement du fluide. Ici, création de vortex (allée tourbillonnaire de von Karman) sous le vent d'îles au milieu de l'océan.

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**.

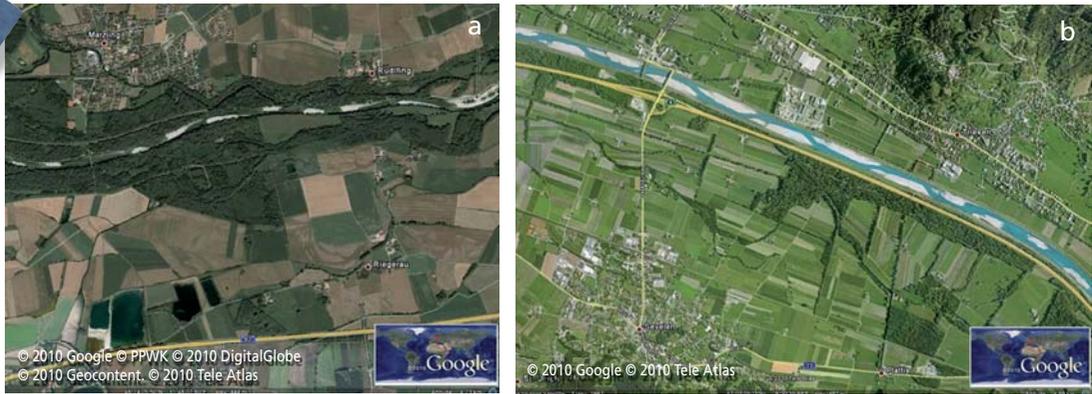
Si les berges sont érodables, les bancs alternés provoquent, par effet défecteur, l'érosion de la berge opposée, ce qui engendre à court terme le développement de sinuosités.

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

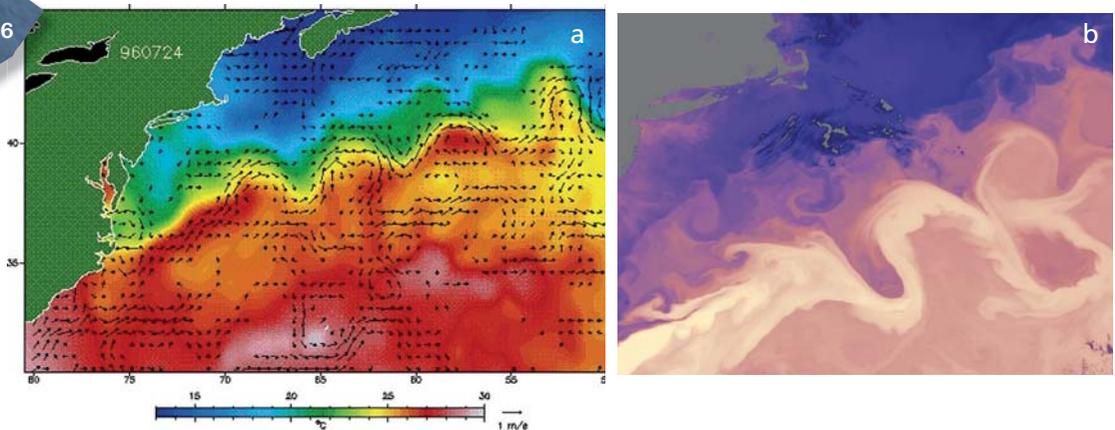


Developpement de bancs alternés sur l'Isar et le Rhin endigués. Notons que la longueur d'onde entre sommets de bancs de même phase est ici de l'ordre de 8 à 9 fois la largeur. Les sinuosités ne se forment pas car les berges ne sont pas érodables (digues et enrochements).

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.

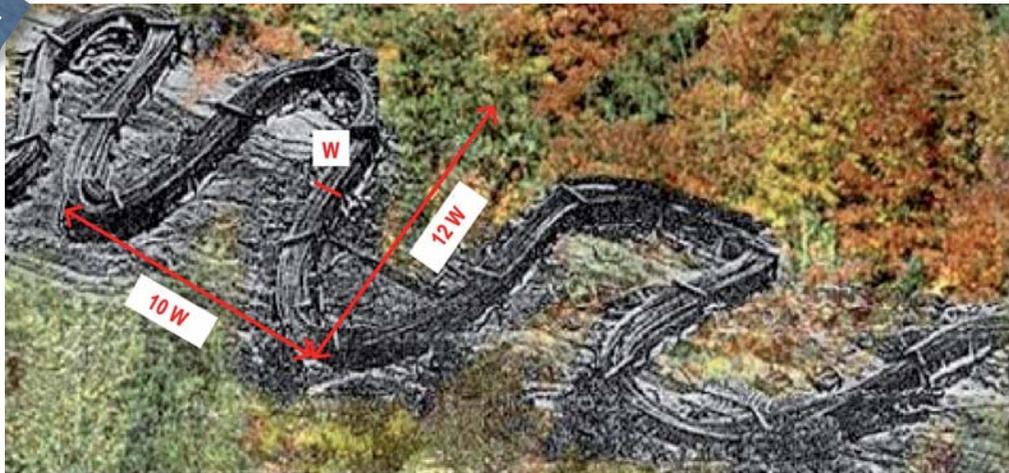
■ Les mécaniciens des solides : l'école des « compresseurs »

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

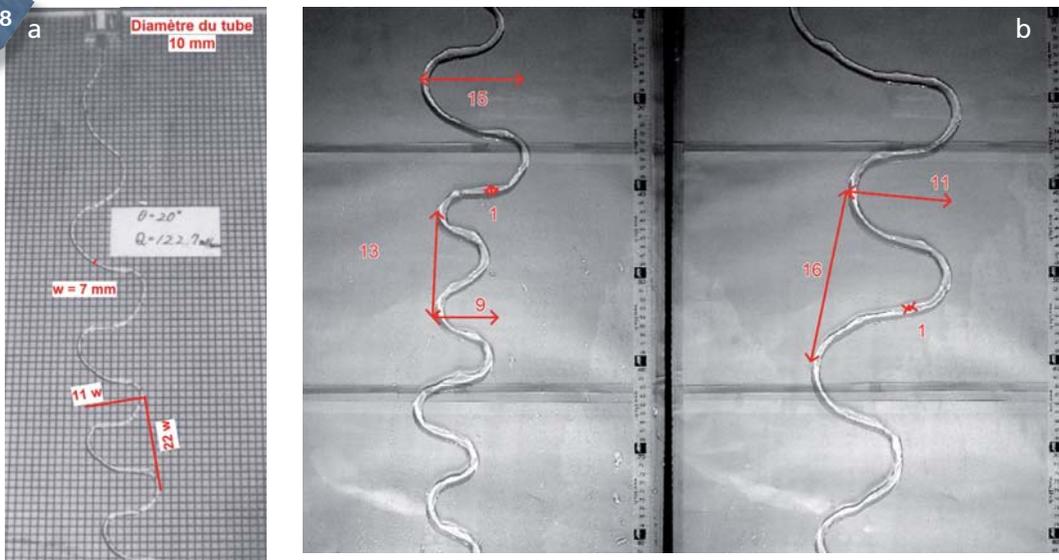


Formation de « méandres » lors de l'accident de train de Greenville. Noter la longueur d'onde ($10W$) et l'amplitude ($12W$) (in Shetner, 1970, modifié).

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

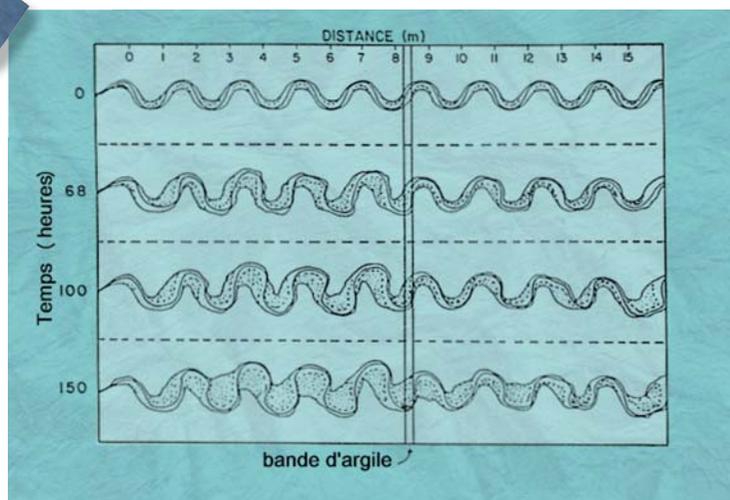


Exemples d'expérimentations en laboratoire de création de micro-méandres (a) sur plaque de verre (Mizumura, 1993), (b) sur plaque de mylar (Le Grand-Piteira *et al.*, 2006).

Attention. 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

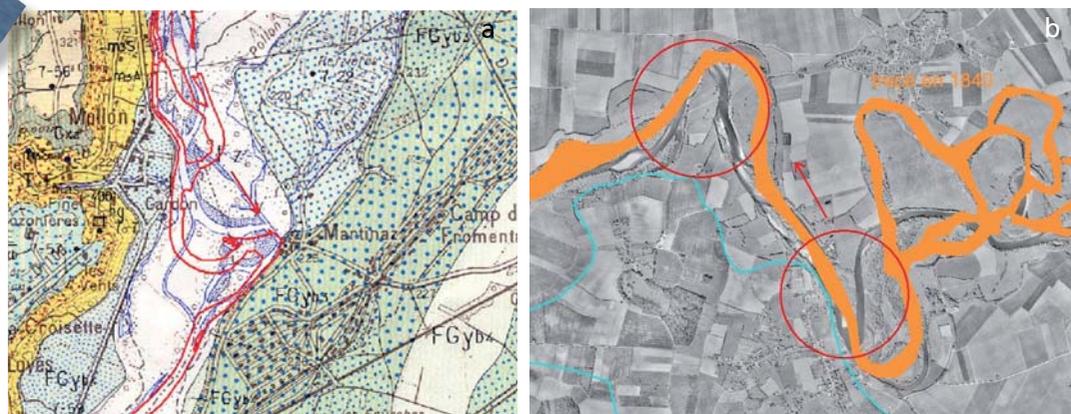


Effet d'un affleurement argileux sur la déformation mécanique des méandres situés en amont (Jin et Schumm, 1986).

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



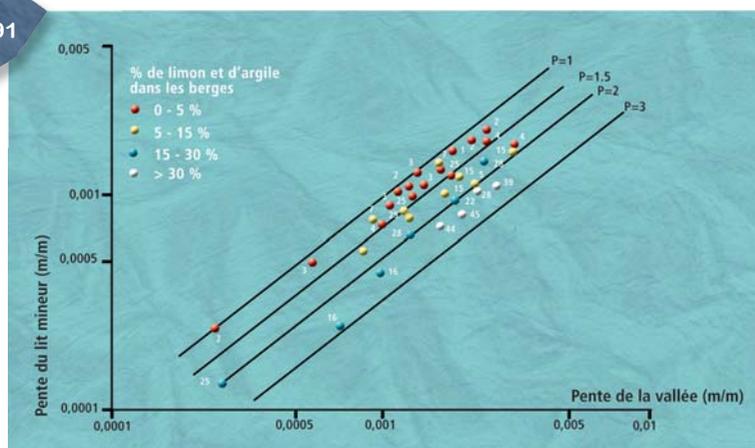
Exemple de « compressions » mécaniques locales liées à la présence d'obstacles naturels ou artificiels bloquant la translation aval des méandres. (a) L'Ain aval (présence d'un affleurement argileux au pied d'une terrasse). (b) Le Doubs aval (en haut protections de berge, en bas affleurement argileux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

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.

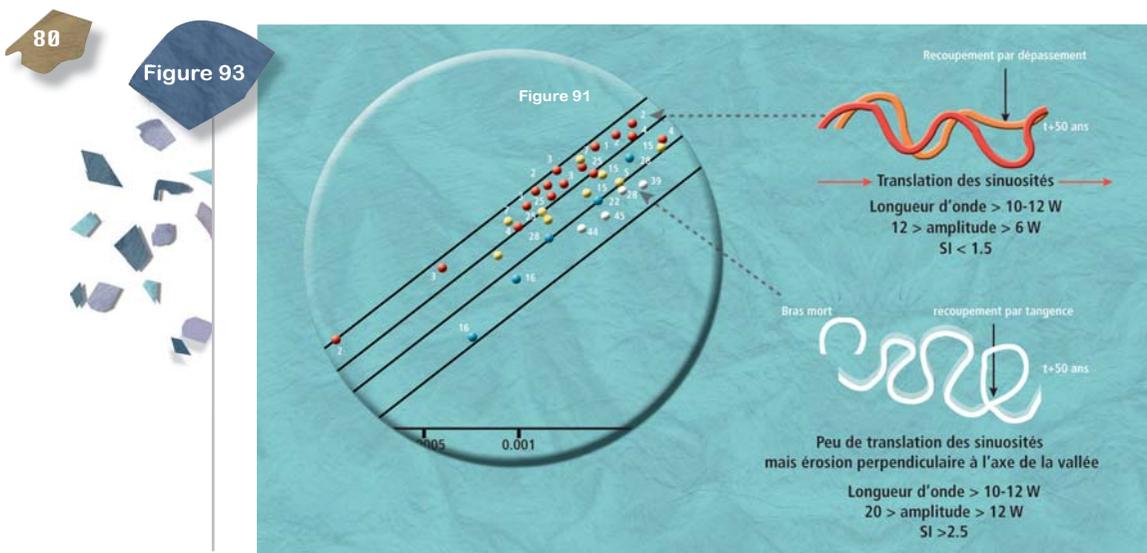
La conclusion majeure que l'on peut tirer des théories de ces différentes écoles est qu'un **cours naturel ne présente jamais un tracé rectiligne**, sauf cas particuliers bien connus : contrôles rocheux ou tectonique, absence totale de pente ou au contraire très forte pente (torrents de montagne), ou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

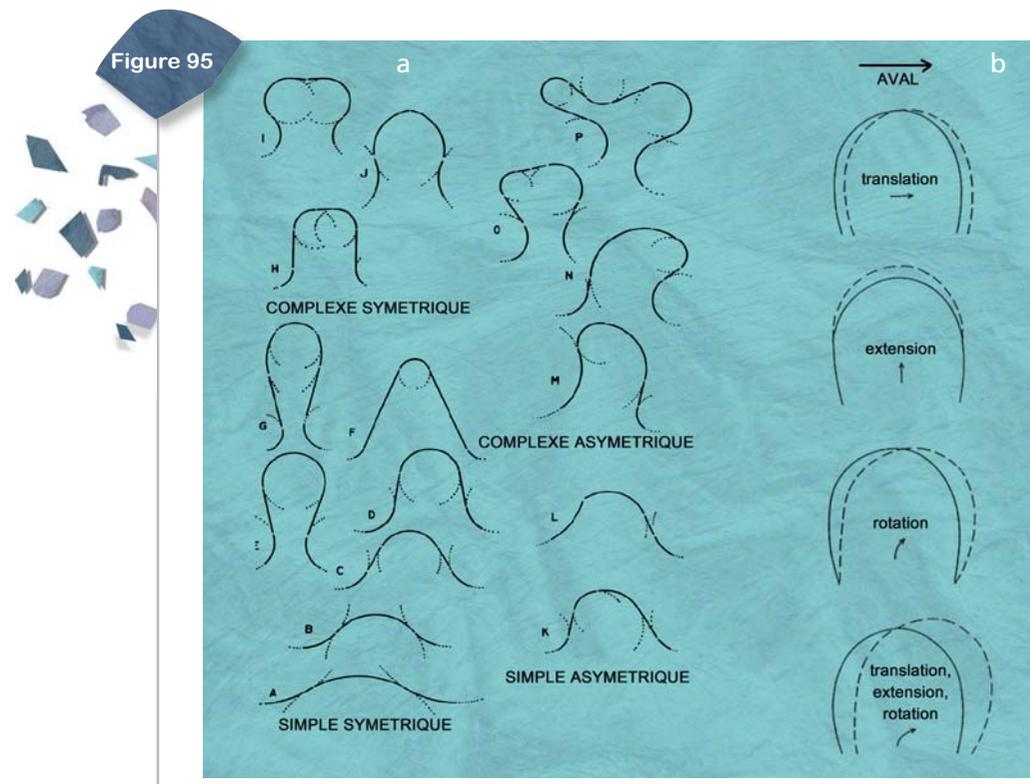
- très méandriformes ($SI > 2$) ;
- à dynamique latérale plutôt modérée (en relatif), caractérisée par une faible translation aval des méandres et surtout une extension/expansion perpendiculaire à l'axe de la vallée ;
- avec des **recouvrements par tangence**, lorsque deux berges concaves en cours d'érosion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

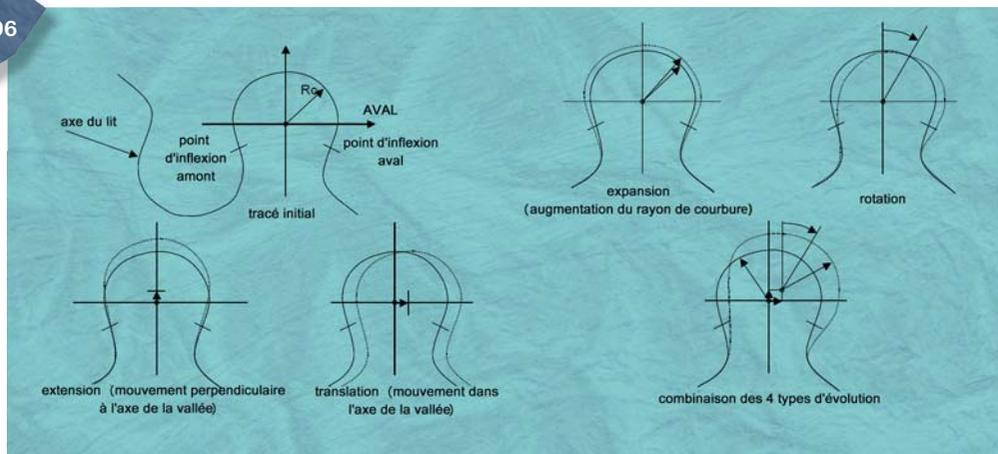
Les rivières sinueuses à chenal unique présentent donc plusieurs types d'évolution en plan, auxquels on doit ajouter les différents types de recouvrement. De nombreuses typologies ont été élaborées pour tenter de décrire plus finement ces types d'évolution (exemples ci-dessous).



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).

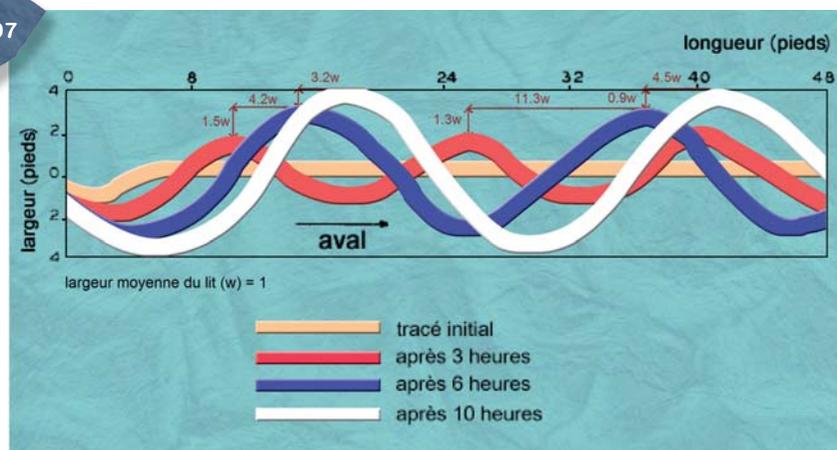
Figure 96



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

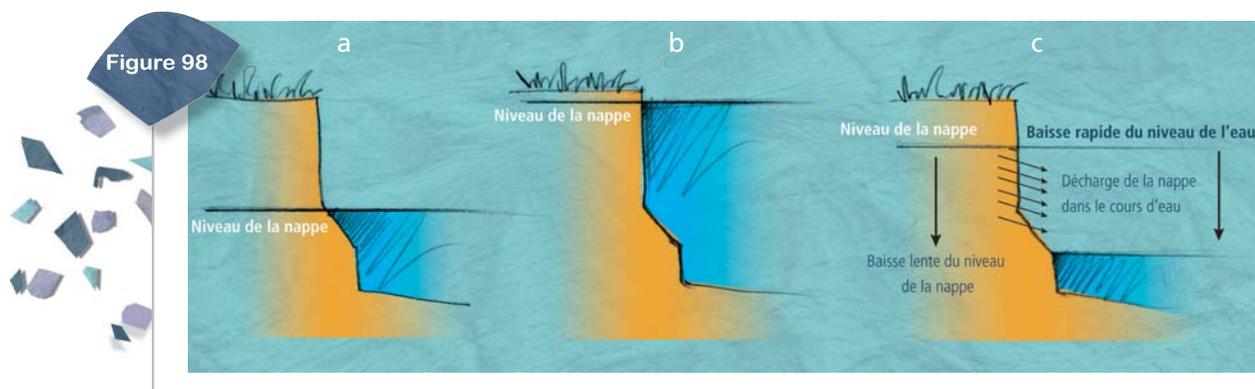
Nous avons vu que sur les rivières actives à berges non cohésives, la dynamique globale d'érosion était la translation des méandres selon l'axe général de la vallée. A l'opposé, sur les rivières peu actives à berges cohésives, on observe plutôt des mouvements d'extension/expansion, perpendiculaires à 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 m² 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

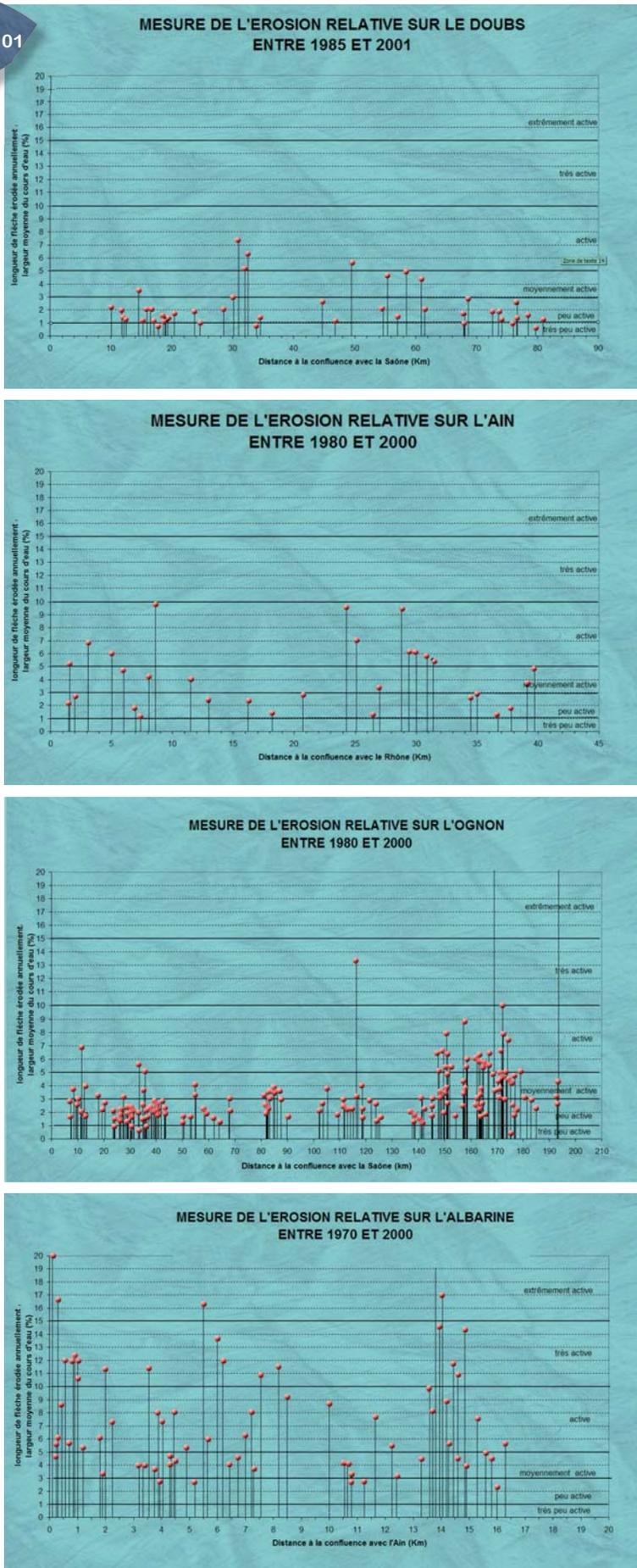
Classes d'activité dynamique latérale d'un cours d'eau.

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 :

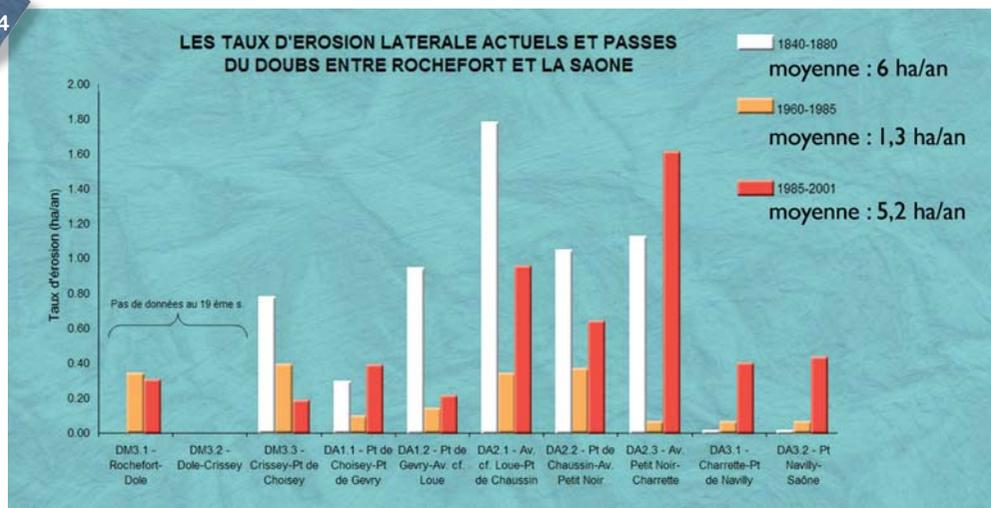
- les taux d'érosion eux-mêmes, bruts ou relatifs ;
- le nombre de sinuosités en cours d'érosion (soit le nombre de flèches) par unité de longueur de cours d'eau (unité de longueur qui doit être proportionnelle à sa taille).

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.

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



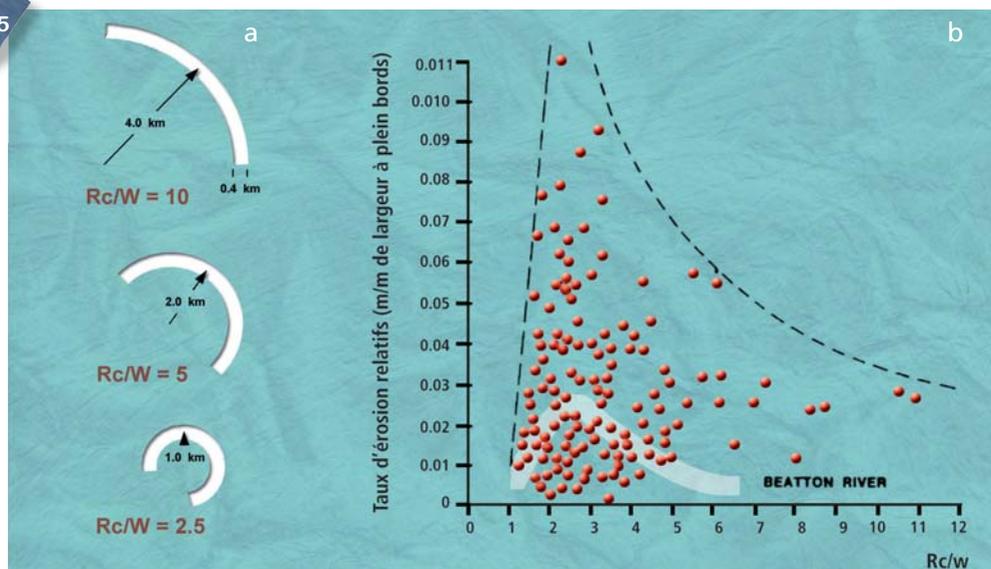
Valeurs des taux d'érosion annuels par tronçon géomorphologique homogène du Doubs aval (Malavoi, 2004).

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 m² 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 m³** : 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 m³ de matériaux en une année, dont plus de 50 % de granulométrie grossière (Malavoi, 2008).

Le tressage

Les différents types de tressage

Les rivières en tresses sont caractérisées par des **chenaux multiples très mobiles** dans l'espace et dans le temps, **séparés par des bancs alluviaux ordinairement pas ou peu végétalisés** car les crues annuelles ou à peine plus rares arrachent régulièrement la végétation qui s'y développe (généralement une végétation pionnière herbacée ou arbustive).

Si les chenaux sont séparés par des **îles** de grande dimension et couvertes par des formations alluviales très végétalisées et stables dans l'espace et dans le temps, on ne parle généralement plus de tressage mais d'**anastomose** ou d'**anabranchement** (voir chapitre correspondant).

Toutefois, certains auteurs considèrent qu'il s'agit encore de tressage si les îles sont séparées par des chenaux très mobiles, non méandriques ($SI < 1,5$), larges et peu profonds et si l'altitude moyenne de la partie haute des « îles » reste inférieure à l'altitude de la plaine alluviale avoisinante.

Figure 107



© G. O'Beirne



© W. Graf

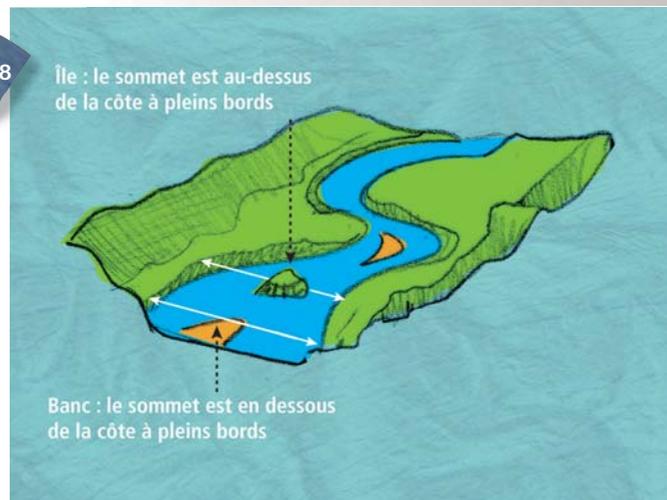
Deux exemples de rivières en tresses. (a) Avec des bancs sans végétation (Nouvelle-Zélande). (b) Avec des bancs couverts de végétation, en limite du type « îles » (Platte river, Etats-Unis).

La différence entre les îles et les bancs est relativement aisée à faire.

Plusieurs critères permettent de distinguer les deux types de macroformes alluviales :

- les îles sont généralement végétalisées par des strates arborées alors que les bancs, lorsqu'ils sont végétalisés, le sont par des espèces herbacées ou arbustives pionnières car fréquemment arrachées par les crues ;
- les îles sont généralement stables dans l'espace et dans le temps alors que les bancs sont fréquemment remobilisés et se déplacent assez rapidement vers l'aval ;
- enfin, le sommet des îles se situe au même niveau que celui de la plaine alluviale alors que les bancs sont généralement bien en dessous du niveau à pleins bords (sauf dans les secteurs à forte accumulation sédimentaire intra-lit moyen).

Figure 108



Un critère secondaire mais fondamental d'identification du style « en tresses » est la présence d'un **transport solide grossier (bed load) très intense** et observable.

Il arrive fréquemment que le cours d'eau ne présente qu'un chenal en eau en période d'étiage, voire se caractérise par l'absence totale d'écoulement dans le cas des oueds. Le tressage reste toutefois identifiable par la présence de talwegs et d'une importante quantité d'alluvions en transit dont les macroformes sont souvent distinguables sous forme de **bancs « lingoïdes »** (en forme de langue).

Figure 109



Deux rivières en tresses. (a) En basses eaux, (b) sans eau (oued).

Pour de nombreux auteurs il y a tressage dès que l'on observe, sur une certaine distance, au moins deux chenaux séparés par des bancs alluviaux. On distingue simplement des intensités de tressage au moyen d'un indice de tressage (voir plus loin).

Figure 110



Ces deux photographies illustrent deux niveaux extrêmes d'intensité de tressage, largement dépendants de l'alimentation du cours d'eau en charge de fond et de l'érodabilité des berges. (a) L'Allier, (b) une rivière sur un sandur islandais.

La délimitation de la bande de tressage ancien ou actif

Les perspectives de restauration de cours d'eau anciennement aménagés (ayant notamment fait l'objet d'endiguements) posent la question du cadre spatial dans lequel est susceptible de s'opérer la démarche de restauration. Il est préférable de délimiter *a priori* l'ancienne bande de tressage afin de se doter d'un référentiel spatial, quitte à ne mobiliser qu'une partie de l'espace dans la procédure.

Les actions de restauration peuvent concerner la réhabilitation d'anciens chenaux de tressage (pour améliorer le transit des crues et augmenter la diversité biologique) et la restauration d'un espace de liberté/mobilité par la dépose de digues inutiles. Le premier type d'actions a été mis en œuvre de manière occasionnelle sur le Rhône à partir des années 1980 et de manière systématique à partir de 1997 dans le cadre du Programme décennal de restauration hydraulique et écologique du Rhône qui est maintenant incorporé dans le Plan Rhône (2006). La restauration de l'espace de mobilité, qualifiée dans le cas du Rhône de « redynamisation des marges » ou de ré-élargissement, a pour objectif de réduire les hauteurs d'eau des crues, en jouant sur la section d'écoulement, et de réhabiliter des milieux neufs et des formations végétales pionnières. L'énergie des crues sera le moteur de l'érosion et les premiers travaux ont commencé en avril 2009 dans le vieux Rhône de Donzère-Mondragon.

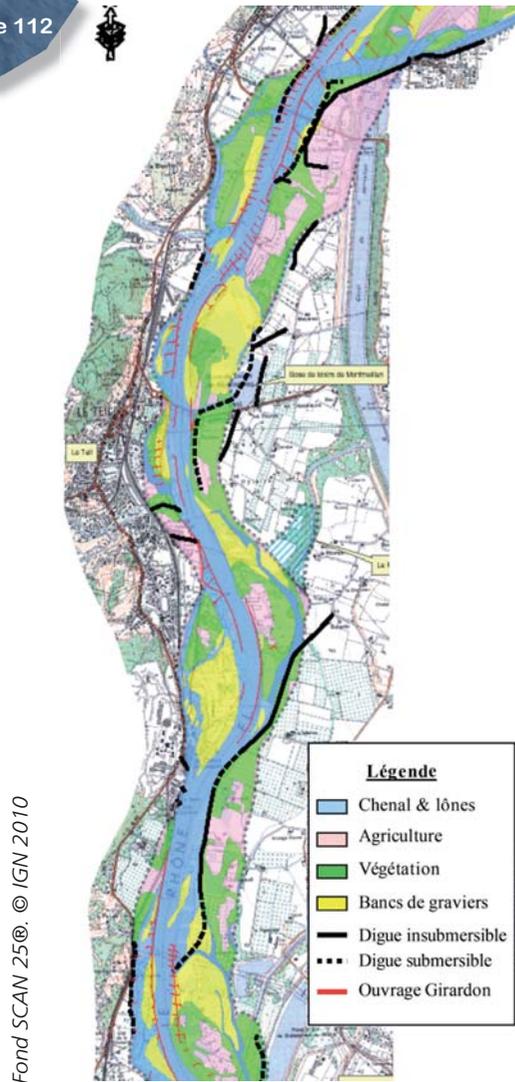
Figure 111



© Service Navigation Lyon

Les « îles de Miribel » (fleuve Rhône en amont de Lyon) lors de la crue de 1957 qui révèle la complexité du modelé de tressage « fossilisé » en arrière des digues.

Figure 112



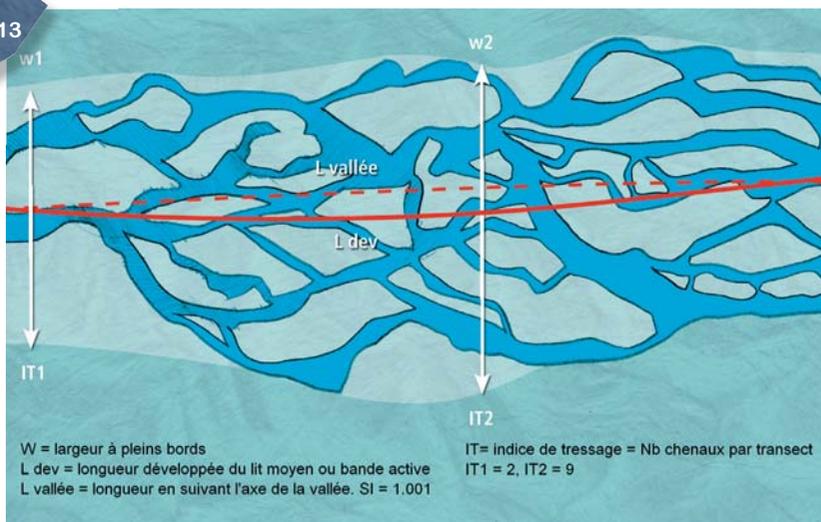
Une cartographie sous SIG (figure 112) indique les limites de la « bande active historique » du Rhône en tresses dans le secteur de Montélimar. Cette carte sert de référence pour les opérations de réhabilitation des anciens chenaux et pour la « redynamisation » des marges fluviales, espaces en partie isolés par des digues depuis le milieu du XIX^e siècle. Elle montre l'extension de la bande active telle qu'elle était en 1860, mais géoréférencée et projetée sur un fond topographique actuel. L'état de référence permet de comprendre l'évolution que le secteur a connue depuis un siècle et demi.

La bande de tressage du Rhône dans les environs de Montélimar en 1860 (CNR, Université Lyon II).

La morphométrie des rivières en tresses

On décrit généralement pour le tressage beaucoup moins de paramètres morphométriques que pour les rivières à chenal unique.

Figure 113



Caractéristiques morphométriques des rivières en tresses.

■ La largeur à pleins bords

Comme pour les rivières à chenal unique, on peut la mesurer **sur le terrain** en prenant la largeur avant débordement dans la plaine alluviale.

Il est cependant beaucoup plus aisé (et presque aussi précis car on peut réaliser plus de mesures) de la mesurer sur photographie aérienne en prenant comme référence la largeur du lit moyen de tressage pas ou peu végétalisé (ou bande active). La mesure se fait perpendiculairement à l'axe moyen de la bande active. Il convient de toujours réaliser plusieurs mesures au sein d'un tronçon géomorphologique homogène et d'en faire une moyenne tant la largeur de la bande active peut varier spatialement.

Figure 114



Extrait Géoportail © IGN 2010

Mesure de largeurs à pleins bords (largeur de la bande active).

Certains auteurs décrivent, en plus de la largeur de la bande active, une largeur de « corridor actif », qui peut être la même ou inclure des chenaux non intégrés à la bande active. Cette mesure est surtout pertinente pour les rivières à « anabranches » dont nous reparlerons.

94

■ Le coefficient de sinuosité de la bande active

On peut utiliser pour le mesurer la méthode des longueurs ou la méthode des pentes (cf. chapitre précédent) en prenant comme référence l'axe moyen de la bande active.

Un lit moyen presque toujours subrectiligne

D'une manière générale, on observe que le lit moyen **des rivières en tresses est presque toujours rectiligne** ou subrectiligne ($SI < 1,1$ voire 1,05), même si les structures des versants de la vallée peuvent parfois se traduire par des sinuosités. Cette rectitude du tracé du lit moyen est liée au fait que la rivière cherche à obtenir la pente maximale (qui est la pente de la vallée) pour garantir au mieux l'évacuation de la charge alluviale provenant de l'amont.

Lorsque ce n'est pas le cas, c'est qu'il ne s'agit plus vraiment de rivières en tresse et que l'on passe progressivement aux rivières les moins sinueuses (et les plus actives) du style « méandriforme ». Cette transition se fait souvent par le passage au style « vagabond » (*wandering*) puis au méandrage.

Figure 115



Coefficient de sinuosité de la bande active : 1,01 (Nouvelle-Zélande).

Des chenaux élémentaires sinueux

Si le lit moyen (la bande active) est toujours très rectiligne, les chenaux élémentaires sont souvent sinueux, voire très sinueux (jamais méandriformes, car on passe alors au style anastomosé). Les paramètres morphométriques des rivières à chenal unique peuvent donc éventuellement être mesurés pour ces chenaux élémentaires (SI, longueur d'onde, amplitude, etc.).

Souvent un chenal dominant

On observe sur la plupart des rivières en tresses un chenal principal ou dominant (parfois deux), qui peut lui aussi être très sinueux, et un nombre plus ou moins important de chenaux secondaires mis en eau en fonction des débits.

Figure 116



On observe à l'étiage souvent un, voire deux chenaux dominants et des chenaux secondaires plus petits et qui ne sont mis en eau que pour des débits plus élevés (a/ la Drôme, b/ l'Asse).

Il semble qu'un chenal très largement dominant et très sinueux soit indicateur d'une transition spatiale ou temporelle vers un style vagabond (*wandering*) puis probablement sinueux à chenal unique. Il s'agit souvent d'une métamorphose contrôlée par une réduction du volume de la charge de fond en transit (réduction naturelle des entrées sédimentaires ou rétention de la charge dans un réservoir).

Figure 117



Exemples d'apparition d'un chenal de tressage nettement dominant et très sinueux sur deux tronçons de la Durance probablement en cours de métamorphose fluviale (effets de la réduction drastique des apports solides grossiers : barrage amont et extractions locales de matériaux alluvionnaires pendant des décennies).

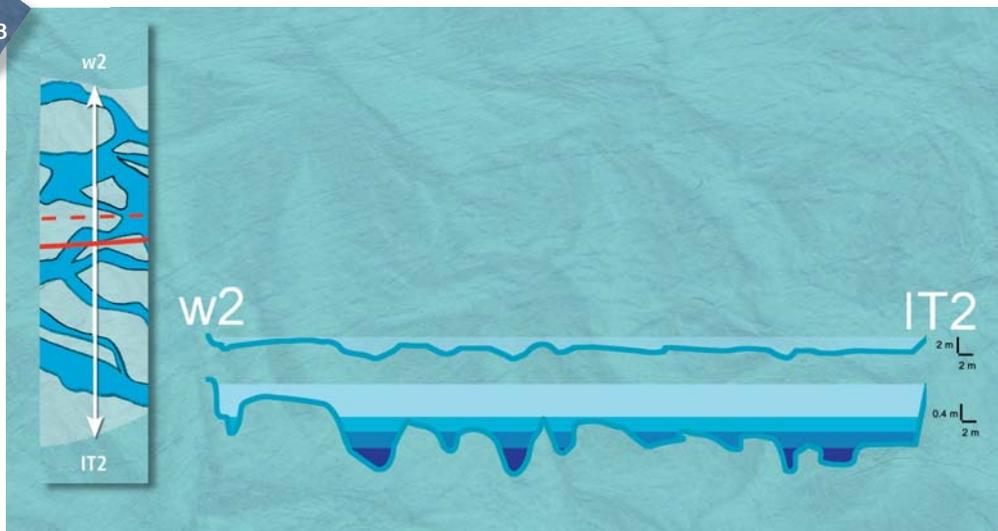
L'exemple de la figure ci-dessus montre qu'il s'agit probablement d'un cours d'eau (la Durance) en phase de transition vers un style sinueux à chenal unique dont les entrées en charge de fond sont aujourd'hui réduites. Noter également la colonisation de la marge de la bande active par la forêt alluviale.

Profil en travers type

Nous rappelons que les rivières en tresses sont larges et peu profondes, ce qui se traduit par un rapport largeur/profondeur généralement supérieur à 50, voire 100. Cela se transcrit donc aussi dans le fait qu'à débit morphogène équivalent (ou à superficie équivalente de bassin versant) les rivières en tresses sont **souvent 5, voire 10 fois plus larges** que les rivières sinueuses à chenal unique. C'est une des raisons pour lesquelles **les ponts sont beaucoup moins fréquents sur les rivières en tresses que sur les rivières à chenal unique**.

Le profil en travers « type » d'une rivière en tresses présenté ci-dessous, dans l'axe des points codés W2 et IT2 sur la figure 113, montre que les divers chenaux élémentaires de tressage se situent à des altitudes différentes et, par conséquent, se mettent en eau progressivement, en fonction des débits entrants.

Figure 118



Profil en travers « type » d'une rivière en tresses. En haut à l'échelle 1:1, en bas exagération des hauteurs d'un facteur 5. Le rapport largeur/profondeur à pleins bords (trame bleu clair) est de l'ordre de 100. Noter la mise en eau différentielle des chenaux en fonction du débit (cf. ci-après : calcul des indices de tressage).

■ Les indices de tressage

De nombreux indices de tressage ont été proposés depuis plus de 40 ans, dont la plupart sont présentés ci-dessous. L'idéal est d'en calculer les valeurs par tronçon homogène.

Deux approches principales sont possibles :

- la mesure du nombre de chenaux actifs le long de transects perpendiculaires à l'axe du lit moyen : c'est l'indice de tressage (Brice, Howard, Ashmore) ;
- la mesure d'un linéaire total de chenaux rapporté à la longueur de la bande active, c'est l'indice de longueur (Hong *et al.*, Mosley, Richards).

Tableau 7

Les divers indices de tressage.

Auteur	Indice
Brice (1960, 1964)	Indice de tressage : 2 (somme des longueurs de tous les bancs et île du tronçon)/longueur dans l'axe de la bande active
Howard <i>et al.</i> (1970)	Indice de tressage : (nombre moyen de chenaux actifs par transect) - 1
Ashmore (1991)	Indice de tressage : nombre moyen de chenaux actifs par transect
Hong et Davies (1979), Mosley (1981), Richards (1982)	Indice de longueur : longueur cumulée des chenaux élémentaires/longueur de la bande active

L'indice de tressage le plus simple que nous préconisons est le nombre de chenaux par transect (Ashmore, 1991).

Attention. Le problème majeur de ces indices est que leur mesure, que ce soit le nombre ou le linéaire de chenaux, est fortement dépendante du débit au moment de l'observation (voir figures 118 et 119). En étiage profond on pourra ne mesurer qu'un chenal, un débit un peu plus fort en fera fonctionner deux supplémentaires, etc., et à pleins bords il n'y aura à nouveau plus qu'un seul chenal sur toute la largeur du lit moyen.

97

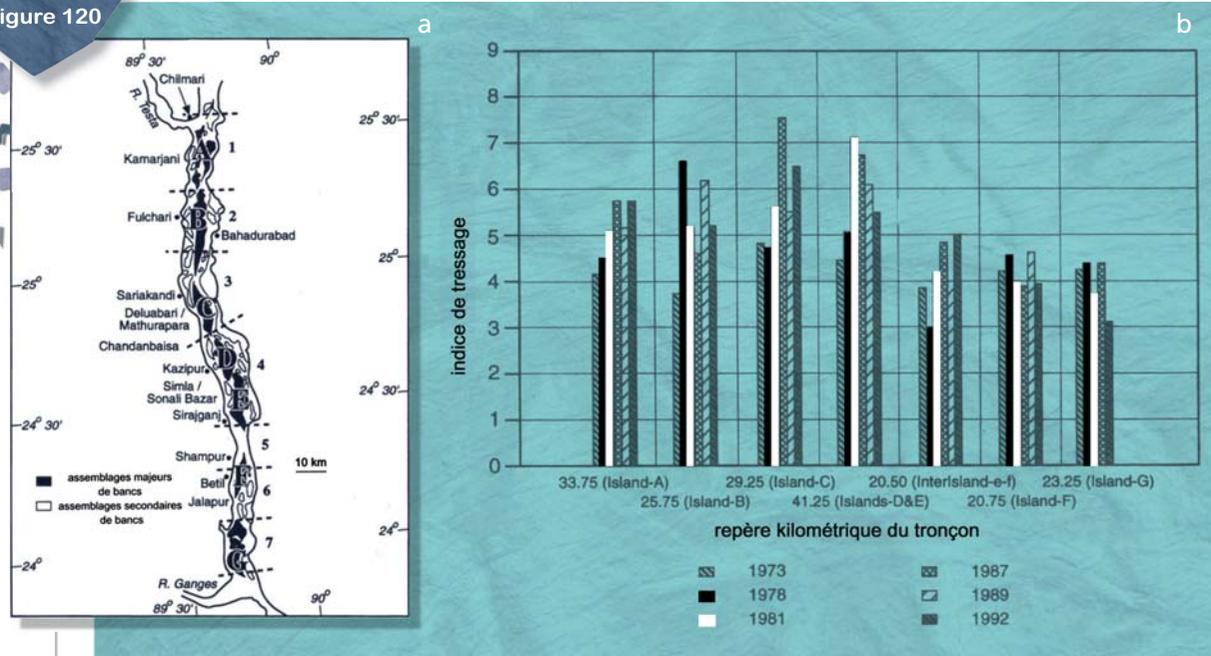
Figure 119



On conçoit bien sur l'image ci-dessus, représentant le collage de photos du Brahmapoutre prises à deux époques différentes, que l'indice de tressage est fortement dépendant du débit d'observation.

Dans l'exemple suivant, les auteurs utilisent l'évolution des indices de tressage sur différents tronçons du Brahmapoutre pour en déduire l'intensification ou la réduction des apports solides. Selon ces auteurs, une augmentation indique une augmentation des apports solides et une réduction indique la tendance inverse. Toute la question est donc de savoir si les mesures ont bien été réalisées pour un débit équivalent. Dans le cas contraire l'évolution des indices pourrait ne refléter... que des débits différents.

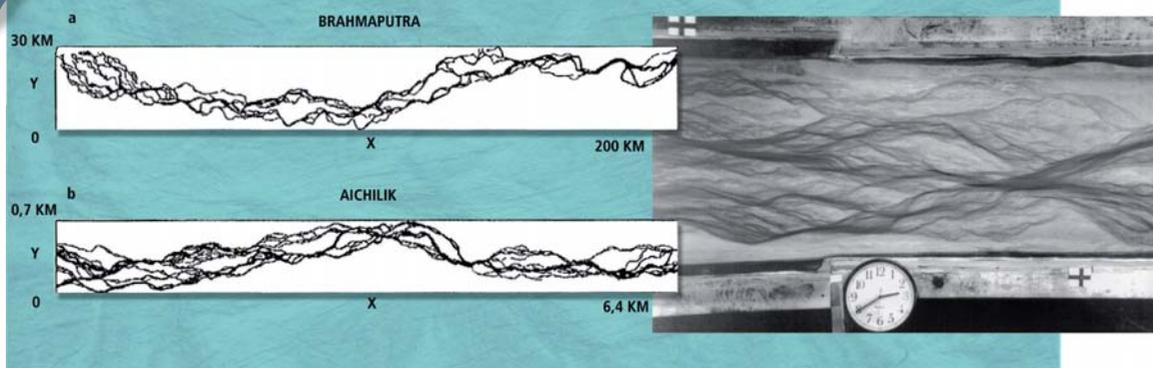
Figure 120



Evolution des indices de tressage sur différents tronçons du Brahmapoutre. (a) Vue en plan, (b) graphe, des indices de tressage (Thorne et al., 1993.)

Notons que, comme pour les rivières à chenal unique, il existe une loi générale de proportionnalité des processus et des formes des rivières en tresse, ce qui permet, entre autres, d'utiliser des modèles réduits pour tenter de mieux comprendre leur fonctionnement.

Figure 121



Exemples de formes identiques de rivières en tresses (ici plutôt à « anabranches ») de tailles très différentes et résultats d'une expérimentation sur modèle réduit (Sapozhnikov et Foufoula, 1999).

La genèse du tressage

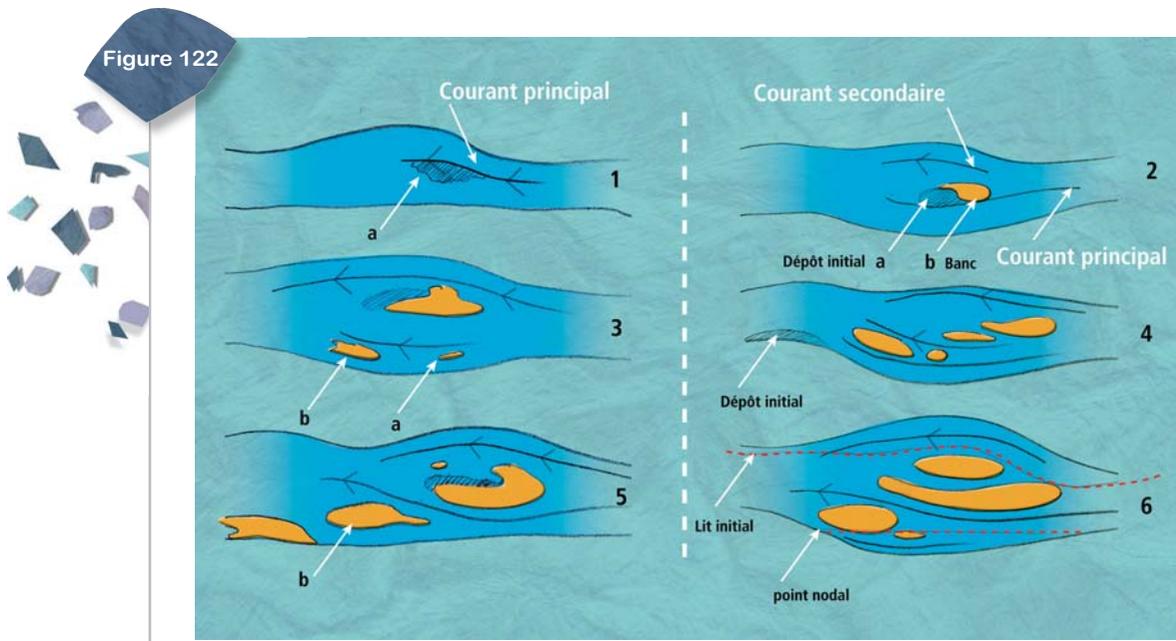
Les conditions de développement du tressage sont en partie identifiées, mais des débats existent encore dans la communauté scientifique.

Deux conditions principales semblent cependant faire l'unanimité, les conditions secondaires n'étant pas partagées par l'ensemble des chercheurs du domaine.

■ Deux conditions majeures

Une charge de fond surabondante

Le tressage est symptomatique d'une « surcharge » alluviale par rapport à la capacité moyenne de transport fournie par le produit « pente de la vallée x débit » c'est-à-dire, la puissance maximale que peut développer le cours d'eau pour des épisodes de crue fréquents (concept de débit morphogène). Nous avons d'ailleurs fait ci-dessus le constat que les rivières en tresses étaient subrectilignes : il s'agit en fait d'un ajustement du tracé en plan permettant de générer la puissance la plus importante pour transporter la charge alluviale, cette puissance maximale étant atteinte si le cours d'eau établit une pente proche de celle de la vallée. Ces « surcharges », dépassant la capacité de transport, causent les premiers dépôts, lesquels conduisent peu à peu au tressage complet. La concentration de ces dépôts sous forme de bancs médians favorise la divergence des écoulements vers l'extérieur du lit, l'érosion des berges et l'**élargissement progressif du lit moyen**, qui est l'une des conditions majeures de développement du tressage (figure ci-dessous).



La genèse du tressage selon les expérimentations sur modèle réduit de Leopold et Wolman (1957).

Si la surcharge alluviale n'est que locale, par exemple au droit d'un élargissement brutal de la vallée, ou d'une réduction locale de la pente, le tressage n'est également que local. Si les puissances maximales sont partout inférieures à celles qui permettent le transport régulier des apports solides provenant de l'amont, le tressage est généralisé.

Inversement, si le tressage est généralisé, un rétrécissement brutal de la vallée engendre une augmentation des capacités de transport à pleins bords et une incapacité pour le cours d'eau d'élargir son lit (voir seconde condition du tressage ci-après). Le tressage disparaît temporairement.

Figure 123



(a) Apparition d'un tressage local au droit d'un élargissement de la vallée et inversement, (b) disparition d'un tressage généralisé sous l'effet d'un rétrécissement ponctuel. On comprend ici le rôle essentiel de la largeur du fond de vallée comme variable de contrôle des processus géodynamiques et des morphologies qui en résultent (est des Andes, Bolivie).

NB Signalons que pour Leopold et Wolman (1957), le tressage n'est pas un indicateur d'une charge solide excessive mais est lié à un manque de compétence (granulométrie des alluvions excédant la capacité de transport du cours d'eau).

Des berges facilement érodables

Des berges composées de matériaux faciles à éroder sont nécessaires au développement du tressage dont on a vu qu'il nécessitait, pour se développer pleinement, un lit large et peu profond. En effet Yalin et Da Silva (2001) a montré que dès lors que le rapport largeur/profondeur devient élevé (sans fixer de valeur précise), les turbulences (*bursts*) deviennent plus nombreuses dans les sections d'écoulement et génèrent non plus des bancs alternés mais des bancs multiples. De plus, la probabilité que se développent des zones de dépôt ponctuel de la charge solide est plus importante dans un « lit moyen » large que dans un « lit moyen » étroit. Si les berges sont très cohésives (ou protégées artificiellement, voir ci-dessous), les dépôts sous forme de bancs alternés sont rapidement transportés plus loin par des petites crues, ce qui ne permet pas leur croissance ni le dépôt des apports supplémentaires. Le tressage ne se développe pas.

100

Figure 124



(a) Disparition du tressage sous l'effet d'un endiguement étroit (la Drôme aval); (b) réapparition brutale du tressage à la fin d'une portion chenalisée (Rhône amont en Suisse). Sur les deux photos l'écoulement se fait de droite à gauche.

Dans le même esprit, on observe sur la figure ci-dessous la réapparition d'un tressage localisé à la suite d'un programme de restauration sur l'Emme (Suisse) ayant permis la suppression locale de protections de berges.

Figure 125



a- b- © C. Hermann, Bhteam

Restauration localisée d'un tressage actif sur la Thur (Suisse). L'élargissement brutal se traduit par une réduction locale des forces tractrices et le dépôt d'une partie de la charge de fond en transit.

Mackin (1956) attribue une séquence de **segments** à « **méandres-tresses-méandres** » à des variations de la stabilité des berges liées à la présence de végétation et à la **séquence forêt-prairie-forêt**. Autre exemple, la Turandui (Nouvelle-Zélande) est passée du tressage au méandrage suite à la plantation de saules sur les berges (Nevins, 1969).

Notons de plus que l'érosion des berges, qui favorise l'élargissement du lit et donc le développement d'un tressage « optimal », injecte en permanence une quantité importante de charge solide supplémentaire, dans un lit qui est déjà en « surcharge ». C'est une **boucle de rétroaction positive** qui pérennise voire amplifie le développement du tressage.

■ Les conditions secondaires

Un débit très variable

Des fluctuations rapides de débit sont souvent associées à de forts taux d'apports solides. Elles contribuent à l'érosion rapide des berges et à des mouvements irréguliers de la charge solide (vagues) qui conduisent à la formation des bancs (macroformes), qui sont des zones de dépôt temporaire de la charge alluviale en transit. **Cette variabilité de débit n'est cependant pas un paramètre essentiel du tressage** dans la mesure où ce style fluvial a pu être reproduit en laboratoire sous des conditions de débit stable.

Une pente ou une puissance forte

Une forte pente est considérée comme un paramètre essentiel du tressage mais le véritable facteur semble être en réalité la **puissance du cours d'eau**. Inversement, c'est l'apport de charge qui commanderait l'accroissement de la pente nécessaire à son transit vers l'aval. La pente serait alors une conséquence et non pas la cause du tressage.

S'il est vrai qu'une rivière en tresses doit être suffisamment puissante pour éroder ses berges et atteindre la forte mobilité du lit indispensable au tressage, il est clair aussi que cette puissance doit être relativisée par rapport à l'érodabilité des berges et à la granulométrie de la charge de fond transportée.

La dynamique du tressage

■ Erosion latérale ou fossilisation des marges

Comme les rivières sinueuses ou méandriformes, les rivières en tresses connaissent des processus d'érosion latérale tant au niveau des bancs de tressage eux-mêmes qu'au niveau des berges au contact de la plaine alluviale. Nous avons d'ailleurs signalé que l'érosion intense des berges était l'une des conditions majeures de développement du tressage.

Les érosions s'exercent principalement au droit des chenaux actifs pendant les crues. On voit d'ailleurs sur les photos ci-dessous des anses d'érosion importantes, au **tracé en festons**, le long de chenaux qui ne sont plus nécessairement actifs (voire secs) lors des débits moyens ou faibles. C'est l'une des difficultés de la prévision des risques d'érosion sur ce type de cours d'eau, l'érosion latérale pouvant se produire n'importe où le long de la bande active.

Figure 126



L'érosion latérale « en festons » sur les rivières en tresses. (a) Rivière d'Islande, (b) l'Asse.

© b - tous droits réservés
© a - J.R. Malavoi

■ Evolution du fond

L'un des attributs des rivières en tresses est de posséder une **importante épaisseur de sédiments au niveau de la bande active**, liée à son abondante charge alluviale de fond. Lors des crues, il a été fréquemment constaté que ce **fond alluvial pouvait être mobilisé sur une forte épaisseur** (plus de 15 m sur le Brahmapoutre par exemple, mesure faite par échosondeur), notamment dans le cadre du processus de migration des macroformes.

Lorsque cette évolution verticale intense se produit le long des berges, les processus d'érosion latérale sont aggravés et les structures de protection deviennent inefficaces car elles se trouvent perchées au-dessus du fond actif et sont affouillées par dessous (sous-cavage).

Ce constat empirique avait probablement été fait très anciennement par certains ingénieurs de la région des Alpes du Sud où l'on observe, le long de plusieurs rivières en tresses (comme le Var aval, l'Estéron, l'Asse) des digues en béton sur le parement desquelles ont été déposés régulièrement des parallélépipèdes, en béton eux aussi, qui glissent lors des crues sous l'effet de la gravité lors de l'abaissement du lit moyen et viennent tapisser le pied des digues et éviter leur sous-cavage. Il suffit d'en remettre lorsque le stock est épuisé. Si l'esthétique laisse à désirer... l'efficacité semble être au rendez-vous.

Ce dispositif reprend la vieille technique des « coffres » et des « arches » appliquée le long de rivières en tresses comme l'Arve ou le Drac : la souplesse des structures en bois, analogues aux gabions modernes, permettait d'éviter leur destruction au profit de leur déformation.

Figure 127



© Onema

Exemple de protections en « sucres » de béton, qui glissent le long des digues pour tapisser leur pied et éviter leur sous-cavage lorsque le fond du lit s'abaisse durant les crues.

■ Avulsion

Le processus d'avulsion consiste en un changement, souvent brutal, du tracé d'un cours d'eau sur **un linéaire important**. Il se différencie en cela des processus d'érosion des berges ainsi que des processus de recouplement de méandres (par tangence ou déversement) qui sont beaucoup plus localisés.

L'avulsion est un phénomène caractéristique des rivières en tresses et des torrents sur leur cône torrentiel. On observe cependant aussi des avulsions sur les rivières à méandres, notamment au droit de leur confluence ou de leur delta.

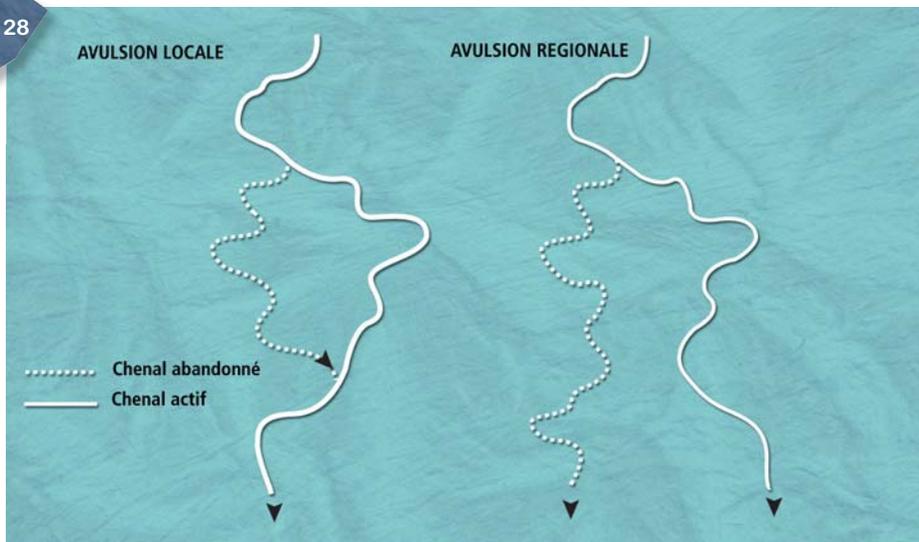
D'une manière générale, le processus d'avulsion est lié à une sédimentation importante, favorisant un profil en travers « en toit » de la vallée ou tout au moins d'une partie importante du lit majeur.

Lors de certains épisodes hydrologiques à fort transport solide, le chenal principal peut basculer d'un côté de la vallée à l'autre, sur des distances et des linéaires considérables, notamment si le chenal principal est brutalement obstrué en tout ou partie par une masse alluviale importante.

Ces avulsions peuvent être d'ampleur locale (jusqu'à quelques kilomètres) ou régionale (jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres).

103

Figure 128



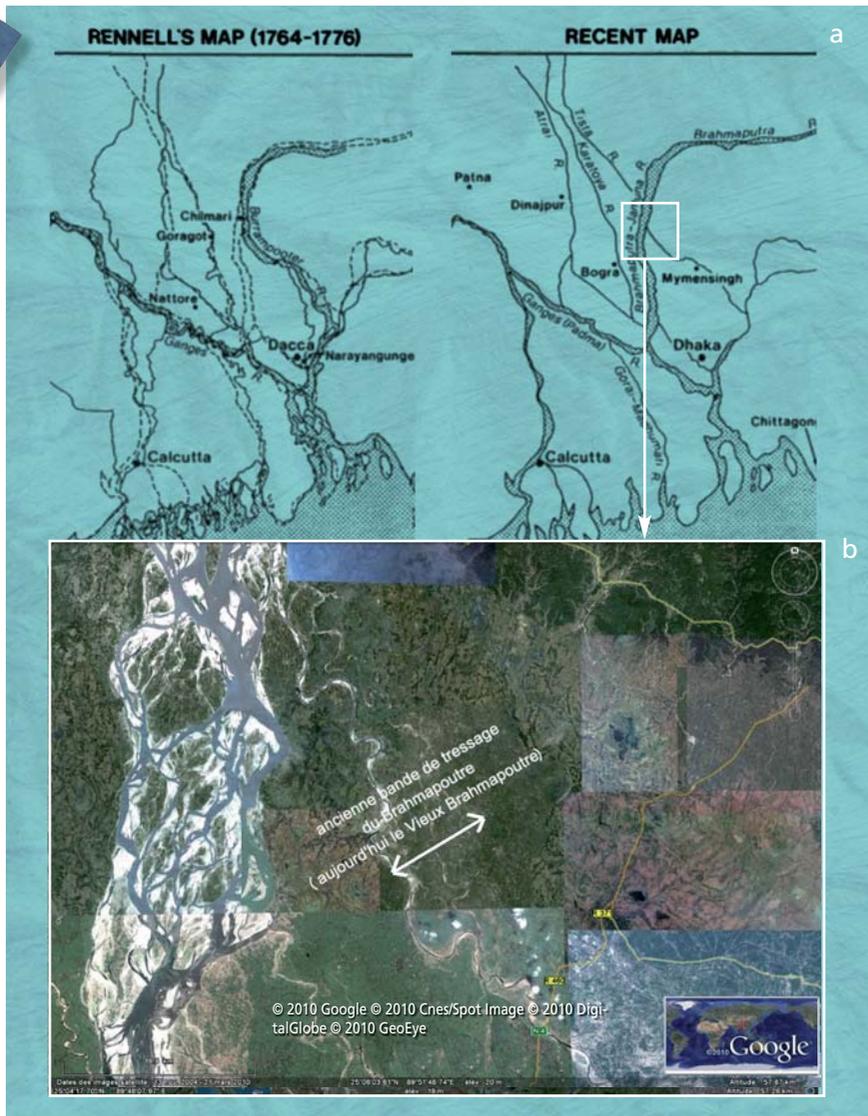
Les deux grands types d'avulsions locales ou régionales (d'après Stouthamer, 2001).

Exemple d'avulsion régionale

L'avulsion du Brahmapoutre au XIX^e siècle est la plus connue et probablement la plus spectaculaire (figures ci-dessous). Cette avulsion majeure (près de 200 km de tracé abandonné) est liée à des apports massifs mais progressifs de sédiments ainsi qu'à des mouvements tectoniques de grande ampleur dans la plaine du Gange.

Le Vieux Brahmapoutre, qui était le tracé en tresses principal au XVIII^e siècle, est aujourd'hui une rivière à méandres actifs, encore alimentée par le Brahmapoutre actuel.

Figure 129



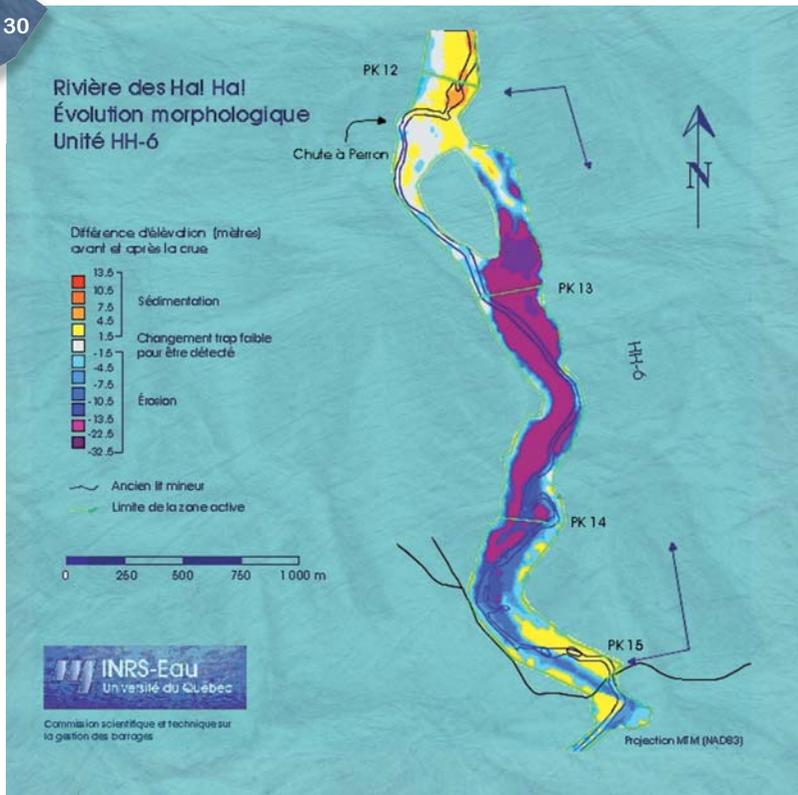
L'avulsion historique du Brahmapoutre. (a) Bristow, 1999, (b) Google Earth. Le Vieux Brahmapoutre (lit principal du XVIII^e siècle) est à l'est sur la photo.

En dehors de cet exemple particulièrement spectaculaire, de nombreuses avulsions locales se produisent régulièrement partout dans le monde, tant sur de petites que de grandes rivières.

Exemples d'avulsions locales

L'avulsion de la Rivière des Ha Ha (rivière sinueuse à chenal unique) au Québec (INRS, 1997) s'est traduite par un contournement d'une chute rocheuse (la Chute à Perron) de plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Un nouveau chenal, large d'environ 75 m (contre 20 pour l'ancien lit), s'est creusé à l'est de la chute, sur environ 500 m avant de rejoindre l'ancien lit de la rivière en aval. L'érosion régressive du nouveau chenal a entraîné l'incision du lit de la rivière en amont de la Chute (érosion régressive) sur environ 2 km, jusqu'à ce qu'elle atteigne des matériaux plus résistants. L'incision a dépassé les 30 m en certains endroits.

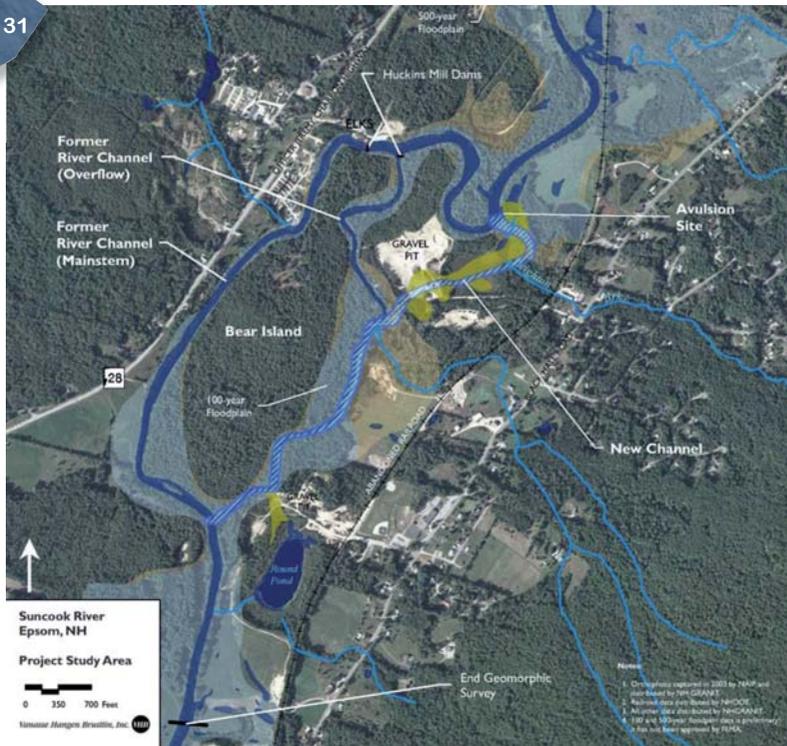
Figure 130



Exemple d'avulsion locale sur la rivière des Ha Ha au Québec (INRS, 1997).

Perignon (2007) évoque le rôle aggravant de seuils de moulins (*mill dams*) dans le processus d'avulsion locale de la Suncook (New Hampshire, Etats-Unis), celle-ci ayant été favorisée par le sur-exhaussement alluvial du lit en amont de ces ouvrages piégeant la charge grossière.

Figure 131



Avulsion locale de la Suncook (nouveau lit en bleu clair), probablement liée à un exhaussement du lit mineur en amont d'un seuil de moulin (Perignon, 2007).

La figure ci-dessous montre aussi le caractère parfois récurrent des processus d'avulsion. Sur la photo (a), une avulsion a déjà manifestement eut lieu puisqu'un ancien tracé est visible au nord de l'image et le cours principal est au sud. Sur la photo (b), le cours principal de la rivière s'est réinstallé au nord et l'ancien cours semble bouché en amont.



Exemple d'avulsions récurrentes sur une rivière active et à fort transport solide (style fluvial en limite tressage/anabranches) (Madagascar, région de Tuléar). La photo (a) est une photo Google Earth de 2004, la photo (b) est une photo de 2009.

Evolution spatiale et temporelle : des métamorphoses holocènes

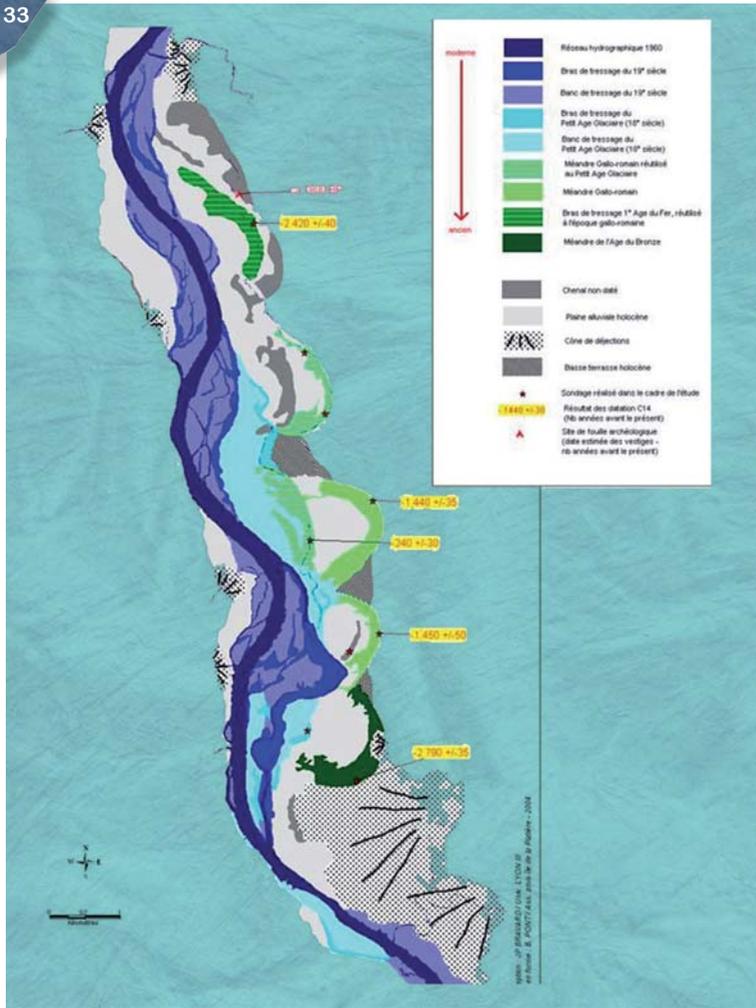
Des modifications du tressage peuvent être liées à des variations de l'un ou plusieurs des paramètres de contrôle sus-décrits. **La modification des apports solides est cependant celle qui donne les résultats les plus spectaculaires.**

■ Des méandres aux tresses

Les crises hydroclimatiques de la période holocène, aggravées par l'augmentation de la vulnérabilité des versants défrichés, ont été favorables aux métamorphoses de type « méandrage vers tressage » sur un même cours d'eau, lorsque l'augmentation des apports solides grossiers était significative et lorsque la puissance des cours d'eau permettait la propagation des « vagues » sédimentaires.

La figure 133 (Bravard *et al.*, 2005) représente un secteur de la plaine alluviale du Rhône près de Péage-de-Roussillon (40 km au sud de Lyon). Les marges de la plaine possèdent de très belles « cicatrices » de méandres et les datations radiocarbone ont permis de montrer que ces méandres ont été recoupés à l'époque gallo-romaine pour la plupart. On voit également (en bleu) l'extension de la bande active du Petit Âge Glaciaire, qui correspond à la période de fort transport solide, de stockage sédimentaire et de métamorphose. En bleu clair, une ancienne bande de tressage abandonnée par avulsion, ce qui illustre un des points précédents.

Figure 133



Juxtaposition de styles fluviaux qui illustre une métamorphose du Rhône survenue au Petit Âge Glaciaire (Bravard et al., 2005).

L'ampleur fut telle en Chautagne que la « vague » sédimentaire fossilisa le paysage ancien sous la nappe de galets, y compris les installations tardives (VII^e siècle) de la ville de Condate et même une forêt du VII^e - VIII^e siècles dans un ancien méandre du Rhône. La figure ci-après montre des souches enracinées dans le limon de remblaiement de l'ancien méandre de La Malourdie.

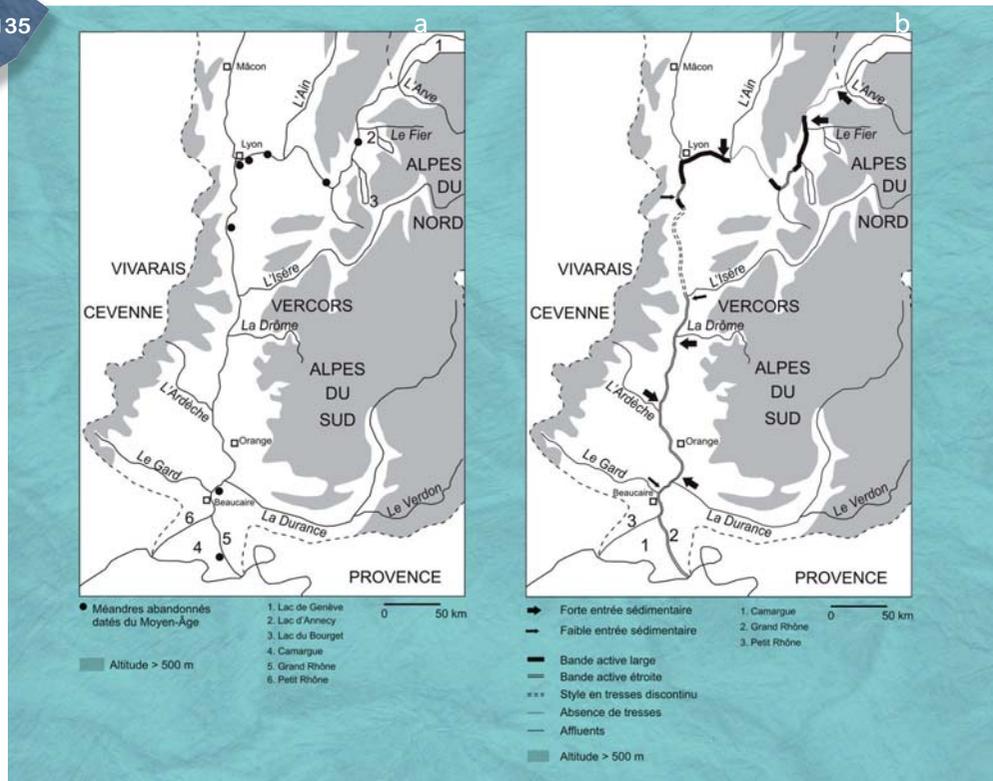
Figure 134



© J.P. Bravard

Souches de la forêt fossile d'un ancien méandre de Chautagne exhumées de la nappe de galets du Petit Âge Glaciaire.

Figure 135



Les styles fluviaux du Rhône (a) au Moyen Âge et (b) vers 1860 (Bravard, 2010).

La figure 135a (Bravard, 2010) suggère que l'ensemble du cours du Rhône (dans son cours français) avait adopté un style à méandres au Moyen Âge puisque les traces de méandres de cette époque, ou plus anciens (gallo-romains), sont encore visibles dans le lit majeur actuel au cœur même des Alpes (Chautagne), dans la région lyonnaise et sur le cours aval. Ce style a correspondu à une longue période de calme hydro-climatique (débits de crue probablement réduits, faible ampleur de l'érosion des versants et donc des apports solides grossiers).

La figure 135b montre le style fluvial du Rhône français dans les années 1860, avant les grands travaux d'endiguement généralisé. Les tresses les plus développées étaient localisées immédiatement à l'aval des apports affluents les plus importants (Arve, mais les gorges du Rhône ne permettent pas l'expression du tressage avant Seyssel ; Fier, Guiers, Ain ; puis affluents drômois et ardéchois, avant les apports de la Durance). Le Rhône tresse à cette époque sur l'essentiel de son cours, jusque dans son delta, le petit gravier arrivant à la mer par le Grand Rhône. Les tronçons sans tresse ou à tresses réduites correspondent à des secteurs trop à l'aval des apports solides des affluents pour être influencés au même titre que les précédents.

■ Des tresses aux méandres ou aux lits à chenal unique et sinueux

Si les apports sédimentaires sont réduits pour diverses raisons (stabilisation anthropique des versants, modification climatique, interruption ou réduction du flux solide par un barrage), on observe, à plus ou moins long terme, des modifications importantes des caractéristiques morphologiques.

Un débat intéressant est celui de connaître les processus qui sont à l'origine de la métamorphose de type « tressage > méandrage ».

La plupart des études réalisées dans les Alpes mettent au premier plan le reboisement de la montagne, notamment les périmètres RTM (Restauration des Terrains de Montagne) et la reforestation spontanée suite à la déprise agro-pastorale liée à la dépopulation rurale enregistrée depuis le milieu du XIX^e siècle et singulièrement après la 1^{re} Guerre mondiale.

Des travaux récents nuancent ce schéma dans la mesure où des bassins non traités par la RTM ont connu des processus analogues, voire plus précoces. Par exemple, le haut Diois oriental a connu une colonisation arborée (pins sylvestres) de la bande active de ses cours d'eau dès les années 1870, dans une phase de répit hydrologique. Il est tentant de voir dans cette contraction du tressage des hauts bassins un processus analogue à celui décrit pour les cours d'eau dans le courant du XIX^e siècle : la causalité climatique primerait sur la causalité anthropique. En d'autres termes, le reboisement volontariste des versants n'aurait fait qu'accompagner une évolution sous contrôle naturel. Le processus initial le plus fréquent de la métamorphose fluviale « tressage > méandrage » est sans conteste l'enfoncement du lit dans ses anciennes alluvions de tressage. Les chenaux secondaires ont alors tendance à s'assécher et à se combler de fines. Le lit moyen se végétalise, ce qui favorise la concentration de l'écoulement de crue dans un chenal principal. Le style fluvial devient progressivement sinueux et à chenal unique. De tels processus ont été bien analysés sur les cours d'eau des Alpes du Sud, comme la Drôme, le Roubion, la Durance et ses affluents.

Le changement morphologique des rivières en tresses par réduction naturelle ou artificielle (barrages) de la charge de fond est un phénomène très largement répandu (revoir la figure 10). Ce changement est rarement abrupt, mais passe par des phases de modification progressive du modèle pour arriver au style sinueux voire méandrique. Le style vagabond (*wandering*) est considéré comme un bon indicateur de cette métamorphose tressage/méandrage, qu'elle soit spatiale (entre l'amont et l'aval d'un cours d'eau par exemple) ou temporelle. Généralement, le chenal principal commence à devenir sinueux et augmente de plus en plus sa capacité d'écoulement par enfoncement et assèchement progressif des bras secondaires.

Le Rhône en Chautagne (Klingeman *et al.*, 1994) fournit un exemple démonstratif de cette dynamique sous contrôle d'aménagements (figure 136).



Métamorphose du Rhône en Chautagne (Savoie-Ain) sous l'effet d'aménagements hydrauliques. Trois états : 1860, 1980 et 1984. Fond de 1860 pour 1980 et 1984. (Klingeman *et al.*, 1994).

En 1980, la métamorphose est quasiment acquise au profit d'un lit sinueux et s'achève avec la mise en eau de l'aménagement à dérivation de la CNR (barrage-retenu de Motz, canal de dérivation avec l'usine d'Anglefort et vieux Rhône). Les facteurs en sont les suivants :

- la construction de digues longitudinales qui contraignent la bande active à partir des années 1780 (non représentées sur la figure) ;
- la construction de barrages avec retenues à partir de 1902 sur le Fier aval et de 1925 sur le Rhône amont. L'ouvrage de Génissiat bloque totalement la charge grossière depuis 1948 ;
- des prélèvements de graviers en lit mineur depuis le début du XX^e siècle et jusqu'au début des années 1980 ;
- la construction du barrage de Motz et la mise en service de sa retenue qui ne permet plus le transit longitudinal de la charge de fond.

Les seuils méandrage/tressage

Depuis de nombreuses années, les géomorphologues essaient de comprendre pourquoi certaines rivières méandrent tandis que d'autres tressent et **surtout quels seuils de modification des variables de contrôle peuvent, s'ils sont atteints ou dépassés, entraîner le basculement, plus ou moins durable, d'un style vers un autre.** Nous venons en effet de voir que des métamorphoses fluviales majeures et durables pouvaient se produire, parfois à l'échelle de quelques décennies.

Or, on ne gère pas du tout de la même façon un cours d'eau en tresses et un cours d'eau sinueux ou méandrique.

Par exemple, la construction d'un pont sur une rivière en tresses, à débit morphogène équivalent, nécessite généralement un ouvrage d'une portée *a minima* 5 à 10 fois plus longue que pour un lit unique et sinueux (15 fois supérieure dans l'exemple ci-dessous).

Figure 137



Exemple de la problématique des ouvrages de franchissement sur les rivières en tresses. Sur cette rivière de Nouvelle-Zélande, à partir de son entrée dans la plaine orientale où se développe un tressage intense, on ne trouve qu'un pont sur 60 km et d'une longueur 15 fois supérieure à celle du dernier pont en amont !

Ces rivières étant, de plus, soumises à des risques d'avulsion, il est nécessaire de conforter de manière importante les culées des ouvrages pour éviter leur contournement, ce qui n'est pas toujours possible (figure ci-dessous).

Figure 138

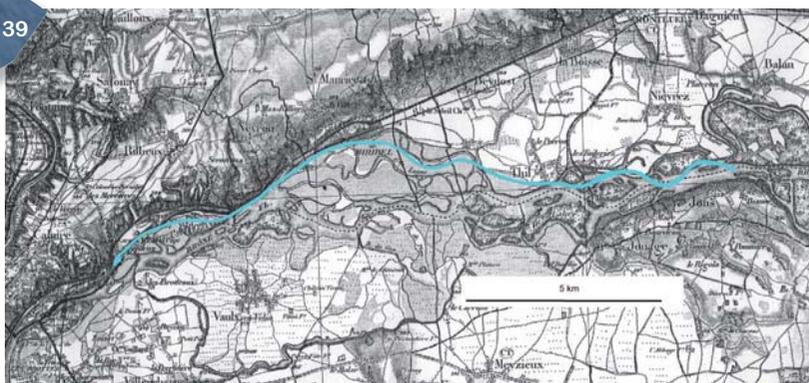


© V. J. Musi

Avulsion locale du rio Choluteca (Honduras) lors de la crue cyclonique de 1998 (ouragan Mitch). Le pont venait juste d'être inauguré...

La navigation sur une rivière en tresses est moins aisée que sur une rivière à méandres du fait des faibles hauteurs d'eau et des changements fréquents de tracé du chenal principal. Il faut donc, soit curer régulièrement un chenal désigné comme chenal de navigation, soit baliser après chaque crue le chenal le plus propice à la navigation, soit doubler le lit naturel par un canal navigable, soit fermer le lit de tressage et creuser un canal à la place (c'est l'option qui a été retenue sur le Rhône en amont de Lyon à la fin du XIX^e siècle pour garantir une navigabilité permanente aux bateliers, figure ci-après).

Figure 139



Fond carte d'Etat Major. © IGN 2010

Creusement du Canal de Miribel à la fin du XIX^e (en bleu) pour garantir la navigabilité du Rhône en tresses en amont de Lyon.

Les expérimentations sur modèle réduit

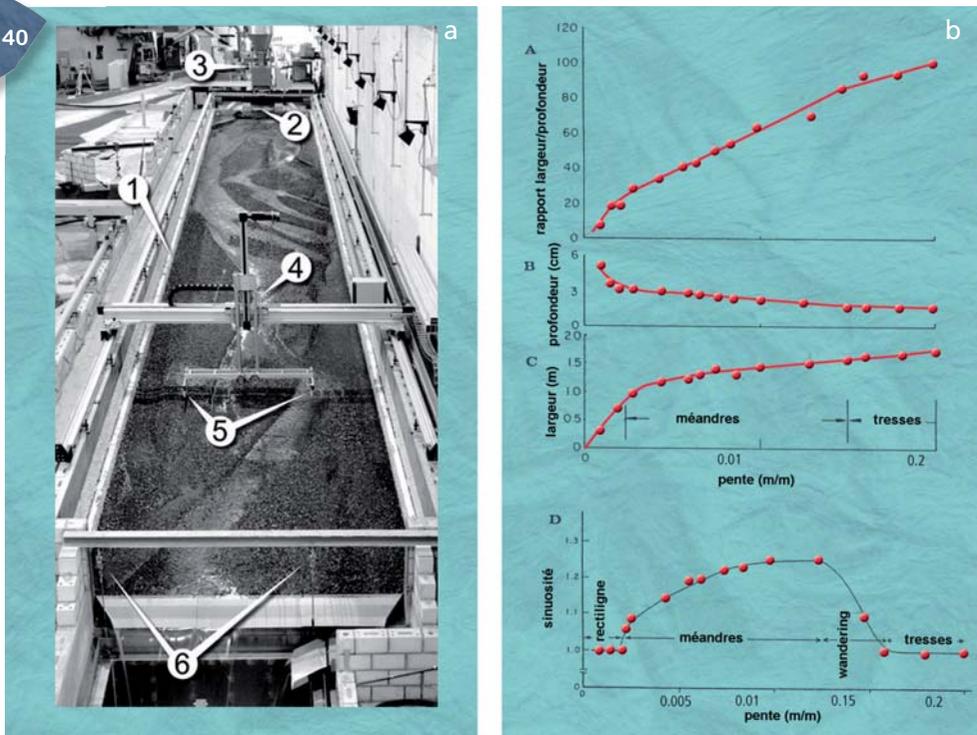
L'une des principales approches permettant de mieux cerner les processus conduisant au méandrage ou au tressage est l'expérimentation sur modèle réduit, qui permet de s'affranchir des aléas de l'hydrologie et des difficultés de mesure sur le terrain.

De très nombreuses études ont été réalisées en ce sens dès les années 40. Parmi les expérimentations les plus intéressantes, on peut citer les études de Schumm et Khan (1971 et 1972).

La première série de figures (figure 140b, A à D) montre l'évolution de divers paramètres géométriques en travers et en plan sous l'effet de modifications de la pente du cours d'eau expérimental (paramètre de contrôle).

Passé un seuil assez net en tout début d'expérience où la pente, très faible, donne un tracé rectiligne, on observe ensuite des évolutions plus ou moins graduelles de certains paramètres, comme la profondeur, la largeur et le rapport des deux. On voit par contre la sinuosité augmenter progressivement (dans des gammes faibles toutefois) puis brutalement chuter et passer au tressage.

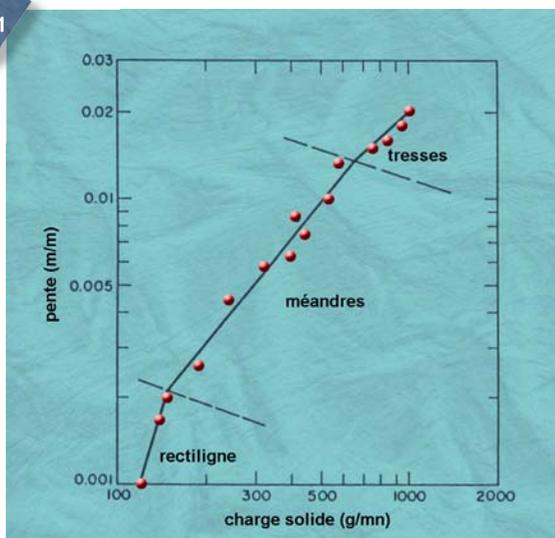
Figure 140



(a) Vue d'un modèle réduit expérimental (photo ETH Zurich) et (b) évolution des paramètres géométriques en travers et en plan sous l'effet de l'augmentation de la pente (slope) du chenal expérimental (Schumm et Khan, 1971).

La figure ci-dessous montre, inversement, l'évolution de la pente du lit et du style fluvial sous l'effet de l'injection progressive d'une quantité de plus en plus forte de sédiments. On observe bien le passage progressif au tressage, concomitant d'une augmentation de la pente sous l'effet de l'augmentation de la charge alluviale.

Figure 141



Evolution de la pente et du style fluvial sous l'effet de l'augmentation de la charge sédimentaire (Schumm et Khan, 1971).

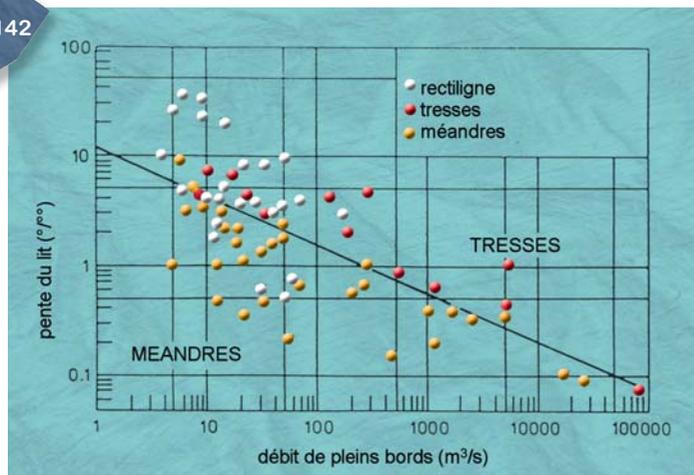
Mesures de terrain

Indépendamment de ces recherches expérimentales, de nombreux auteurs ont tenté, à partir de mesures de terrain, d'identifier des seuils discriminants entre les deux styles majeurs.

Les pionniers, comme Lane (1957) et Leopold et Wolman (1957), ont surtout travaillé sur des variables faciles d'accès comme la pente du cours d'eau et le débit de pleins bords.

Sur la figure ci-dessous la droite discriminant les cours d'eau en tresses et les cours d'eau à méandres est $S = 13Q_{pb}^{-0.44}$ (avec S en $^{\circ}/^{\circ}$ et Q_{pb} en m^3/s). Cette première approche, bien qu'intéressante, est entachée d'un biais important lié au fait que les variables étudiées sont des variables de réponse et reflètent déjà un ajustement.

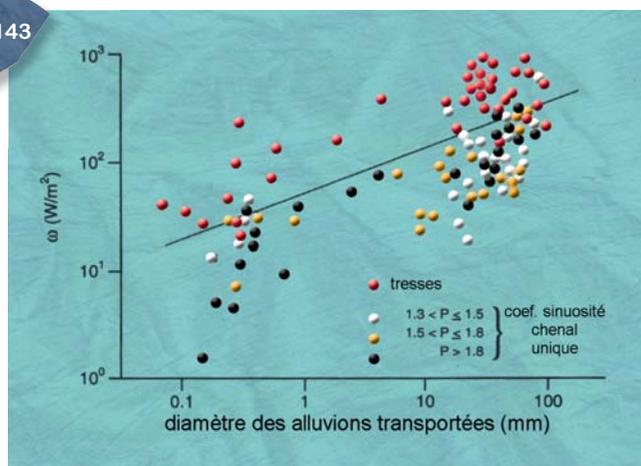
Figure 142



La droite discriminant les rivières en tresses des rivières à méandres sur la base du rapport pente du lit/débit de pleins bords (Léopold et Wolman, 1957).

Des études plus récentes ont tenté d'améliorer l'analyse en ajoutant une variable majeure : la nature des alluvions transportées. La pente et le débit sont ainsi réduits en une variable synthétique, la puissance spécifique (ω), et le diamètre médian des sédiments est ajouté. La droite discriminante est ici : $\omega = 900D^{50.42}$ (Van den Berg, 1995).

Figure 143



Un exemple d'identification d'un « seuil » méandrage/tressage (Van den Berg, 1995. P est le coefficient de sinuosité).

La figure 143 permet de bien visualiser le fait que l'on peut observer des rivières en tresses aussi bien dans des gammes de faibles puissances, mais avec de petites granulométries, que dans des gammes de forte puissance (plus de $100 W/m^2$), mais dans des granulométries plus grossières.

Ces diverses approches, toujours en cours de développement scientifique, sont particulièrement intéressantes pour identifier les cours d'eau qui sont en « limite de seuil ». Sur ces derniers, en effet, la moindre modification de puissance, de granulométrie ou de toute autre variable de contrôle importante, peut se traduire par un changement, parfois brutal, de style fluvial, avec toutes les conséquences que cela implique en termes de gestion.

Les styles secondaires des cours d'eau à morphologie ajustable : vagabond, anastomose, anabranché

Les styles fluviaux décrits dans ce chapitre sont dit secondaires car ils ne représentent qu'un linéaire modeste par rapport aux deux « grands » styles d'équilibre : méandrage et tressage. Ce sont des styles caractérisés par des chenaux multiples.

Le premier, le style « vagabond » (*wandering*) est une forme transitoire, dans l'espace ou dans le temps, entre le tressage et le méandrage.

Les deux suivants, anastomoses et anabranches, sont souvent considérés comme deux sous-types d'une grande catégorie des « cours d'eau à chenaux multiples ».

Le style vagabond

Vagabond est la traduction littérale du terme anglo-saxon « *wandering* ». Il décrit poétiquement un cours d'eau errant, hésitant entre plusieurs parcours.

La plupart des auteurs considèrent aujourd'hui que ce style est un bon indicateur d'une transition géomorphologique entre un style en tresses et un style à chenal unique, sinueux voire méandrique et inversement.

On parle souvent de **style transitoire**, mais cette transition peut perdurer et traduire alors un certain équilibre.

La transition peut être **spatiale** : sur quelques kilomètres, lorsque l'évolution des variables de contrôle est progressive (pente de la vallée notamment), le tressage s'éteint peu à peu et est remplacé par un chenal unique.

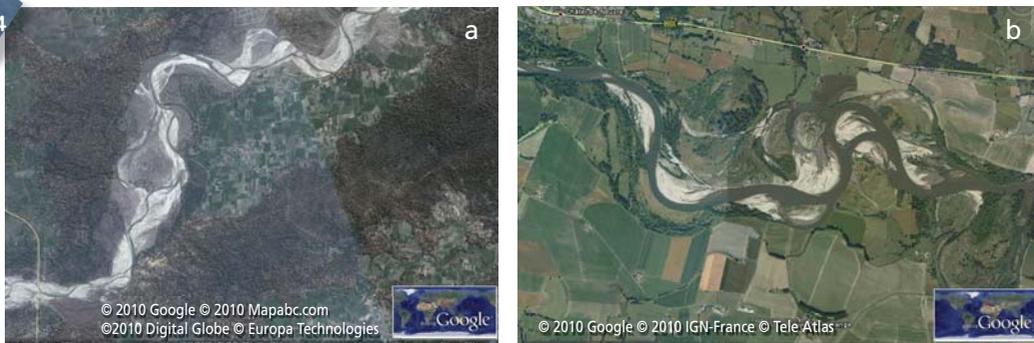
La transition peut être **temporelle** : à la suite de modifications des variables de contrôles (apports solides notamment) le cours d'eau entame une métamorphose fluviale qui peut passer par un style hésitant un certain temps entre le tressage et le méandrage.

Dans les deux cas, les cours d'eau ou tronçons de cours d'eau appartenant à ce type se trouvent très près du seuil méandrage/tressage décrit précédemment.

Ce style est caractérisé par une dynamique active dans un lit moyen très large (indicateur d'un fort transport solide), alternant des portions sinueuses à chenal unique et des portions en tresses.

114

Figure 144



(a) Un style vagabond marquant une transition spatiale amont/aval. Le cours d'eau en tresses descendant de l'Himalaya se transforme peu à peu sous l'effet de la réduction de la pente de la vallée et de la diminution du transport solide en grande partie stocké en amont. (b) Une transition temporelle. L'Allier passe progressivement du tressage au méandrage sous l'effet de la réduction de ses apports solides depuis la fin du XIX^e siècle.

L'anastomose

Le terme d'anastomose a été créé (Schumm, 1968) pour décrire des formes et des processus distincts du tressage. Il s'agit d'un style à chenaux multiples, mais stables, sinueux, étroits et profonds (ratio largeur/profondeur faible) et à pente plutôt faible, isolant des îles de grandes dimensions par rapport à la taille des chenaux. Ces îles sont habituellement « excisées » dans une plaine alluviale homogène. La charge en transit est peu abondante et de granulométrie fine (la charge de fond est réduite), de sorte que les dépôts et les berges sont cohésifs et stables. La végétation riveraine y est généralement dense à l'état naturel.

Les chenaux sont fréquemment accompagnés de levées naturelles en arrière desquelles se développent des zones humides où les eaux de crue se déversent à la faveur de brèches. Ces eaux décantent leurs matières en suspension et les cuvettes sont occupées par des lacs. Les plaines à anastomose sont donc en situation d'aggradation (exhaussement) lente. Elles forment un des types de plaine alluviale dans la classification génétique de Nanson et Croke (1992).

NB L'anastomose est un style fréquent sur les deltas marins ou lacustres.

Figure 145



Exemples de rivières anastomosées. (a) Delta de la Selenga dans le Lac Baïkal (Russie), (b) le Tuul (Mongolie).

Les conditions favorables à la genèse de l'anastomose sont encore mal connues. Leur existence dans différents types de climats (tempéré humide, tropical humide, désertique, etc.) plaide en faveur d'une origine non climatique selon Knighton et Nanson (1993). Quelques éléments permettent de cerner sommairement ces conditions :

- la pente et la puissance spécifique sont faibles, les tronçons fluviaux anastomosés se situant à l'aval du continuum d'énergie de l'écoulement, avec pour conséquence une capacité de transport et d'érosion limitée ;
- mais les processus de genèse de ce style fluvial nécessitent des périodes d'écoulement suffisamment « agressif » pour creuser de nouveaux chenaux dans la plaine alluviale. Elles se produiraient lors d'épisodes exceptionnels, débordant largement et longtemps dans la plaine alluviale : le flot de crue, incapable d'éroder les berges des chenaux principaux, entaille alors de nouveaux chenaux dans la plaine. Le débit à pleins bords, sans réelle efficacité morphologique, ne ferait que mettre en eau les chenaux du système ;
- la charge alluviale est abondante mais à dominante fine. Elle a tendance à s'accumuler dans les chenaux existants à berges stables, à les obstruer, et à favoriser les déversements latéraux (avulsions) et l'ouverture des nouveaux chenaux ;
- la subsidence tectonique (affaissement lent de la croûte terrestre qui favorise l'aggradation due à l'accumulation sédimentaire par compensation) serait une condition locale, tout comme la remontée du niveau de base (remontée eustatique, contrôle aval exercé par des cônes de déjections...) ;
- le régime hydrologique particulier (ratio débit exceptionnel/débit de type Q2 compris entre 20 et 40) serait en revanche une condition universelle. Il est possible que ce ratio ne décrive pas un mode de fonctionnement particulier mais reflète la succession de phases climato-hydrologiques contrastées.

La durée de vie des systèmes anastomosés peut être longue, plusieurs milliers d'années (la Magdalena, en Colombie), voire plusieurs dizaines de milliers d'années (la Cooper Creek, en Australie). De manière

générale, l'anastomose est un style fluvial (en plan) intégré dans un dispositif sédimentaire en cours d'aggradation plus ou moins rapide (dimension verticale), il peut donc être considéré comme un **style d'équilibre**.

Smith *et al.* (1989) ont proposé un modèle dynamique sans temporalité, décomposé en quatre étapes :

- le stade d'avulsion et de création de nouveaux chenaux dans un secteur de la plaine alluviale (phase active à crues fortes) ;
- l'état d'anastomose et de lente aggradation, ou état de quasi-équilibre ;
- l'état de « reversion » dans lequel de nouveaux chenaux ne se créent plus et l'eau se concentre dans un nombre limité de chenaux de dimensions croissantes (début d'une phase de faible activité) ;
- l'anastomose est abandonnée et le style passe au méandrage (phase plus ou moins longue de faible activité) ;
- l'encombrement du chenal par des bancs limoneux et de fortes crues peut relancer l'avulsion et l'anastomose.

Les « anabranches »

Le terme d'anabranchement (*anabranching*) est réservé à des chenaux fluviaux qui diffuent par rapport au chenal principal et confluent plus à l'aval, parfois après plusieurs kilomètres de parcours autonome. La distinction n'est pas toujours clairement établie entre les cours d'eau à anabranches et les cours d'eau anastomosés, voire les cours d'eau en tresses.

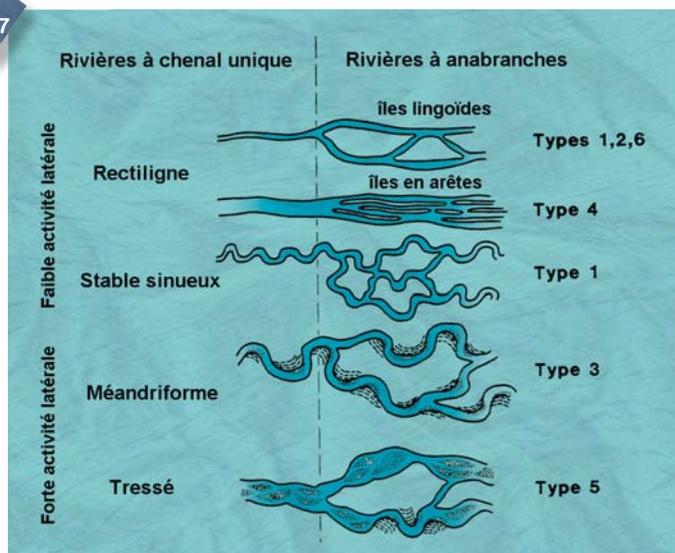
Figure 146



Exemples de tracés à anabranches. (a) Anabranches de type 3 de Nanson et Knighton. (b) Anabranches de type 5.

Nanson et Knighton (1996) ont proposé de constituer les anabranches en un système générique beaucoup plus vaste englobant l'anastomose et d'autres styles fluviaux de nature approchante.

Figure 147



Les types de systèmes à anabranches (Nanson et Knighton, 1996).

Influencés par les nombreux et divers exemples australiens, ils reprennent à leur compte des définitions antérieures en précisant que les rivières à anabranches forment un « système de chenaux multiples caractérisés par des îles alluviales végétalisées ou stables qui divisent l'écoulement pour des débits proches du plein bord ». Ces îles sont des formes durables (à l'échelle de plusieurs décennies ou siècles).

La typologie proposée par ces auteurs (figure 147) suppose explicitement que les formes sont en équilibre avec les conditions climatiques actuelles et ils excluent les anastomoses partiellement ou totalement incisées dans le bedrock.

Les types retenus, basés sur un gradient croissant d'énergie et de granulométrie des matériaux transportés ainsi que sur des traits morphologiques, sont les suivants :

- type 1. L'anastomose classique, ou anabranches à sédiments cohésifs, est doté d'une puissance spécifique très basse ($< 8 - 10 \text{ W.m}^{-2}$), et de chenaux sinueux, étroits et profonds. Des sous-types rendent compte de la nature plus ou moins clastique ou organique des dépôts ;
- type 2. Les anabranches à chenaux véhiculant une charge sableuse, dotés d'une faible puissance spécifique ($< 10 - 15 \text{ W.m}^{-2}$) mais d'une assez forte mobilité latérale du chenal due à la faible cohésion des berges ;
- type 3. Les anabranches de cours d'eau à charge mixte (charge de fond sableuse ou graveleuse et charge en suspension limoneuse), à chenaux sinueux dotés d'une mobilité latérale assez forte du fait d'une puissance spécifique qui peut atteindre 50 W.m^{-2} dans les chenaux principaux ;
- type 4. Les anabranches à chenaux rectilignes et à îles sableuses en arêtes des régions arides d'Australie centrale. La puissance spécifique est communément comprise entre 15 et 35 W.m^{-2} ;
- type 5. Les anabranches à chenaux transportant des graviers et galets, à forte mobilité latérale du fait d'une puissance spécifique comprise entre 30 et 100 W.m^{-2} (chenaux de type « wandering gravel-bed river » des Anglo-saxon ;
- type 6. Les anabranches à galets et blocs de régions montagneuses. Ce sont des mégaformes stables cependant, du fait de la nature grossière du substrat.

Figure 148



Cas extrême d'anabranches de type 1 dans le haut bassin amazonien. La confluence des deux bras diffloents ne se fait qu'après 125 km de parcours autonome.

En somme, le système à anabranches, relativement rare à la surface du globe, suppose la réalisation de conditions bien particulières en termes de débit et de pente (donc d'énergie), de régime d'écoulement (forts contrastes entre le débit dominant et les débits exceptionnels), de sédiments en transit (en général fins et cohésifs), et de végétation (stabilisatrice des îles).

Les mécanismes à l'origine des branches multiples et des îles sont de deux ordres (Nanson et Knighton, 1996) :

- l'avulsion, qui crée des brèches dans les levées, excave de nouveaux chenaux dans la plaine alluviale ou permet d'en occuper d'anciens abandonnés. Les recherches actuelles semblent montrer que ce sont bien ces phénomènes d'avulsion, quelles que soient les autres conditions de contrôle, qui conduisent principalement au développement de styles à anabranches (Jerolmack et Mohrig, 2007) ;
- l'accrétion, qu'elle concerne le remplissage d'un bassin (delta en progradation, estuaire, bassin intérieur subsident), ou l'exhaussement de bancs de chenal conduisant à la formation d'îles ou de rides isolant les chenaux.

Figure 149



Le système à anabranches (type 5) du Brahmapoutre (Bangladesh). Noter l'existence de chenaux secondaires, parfois large de plusieurs centaines de mètres, fonctionnant de manière autonome comme des rivières à méandres.