

Chapitre 3

FORMES NATURELLES DES RIVIÈRES ; RIPISYLVE ; ÉVOLUTION DES BERGES

1 - DÉFINITIONS FONDAMENTALES.....	56
1.1 - Lit mineur, lit moyen, lit majeur	56
1.2 - Rive, berge	56
1.3 - Ripisylve.....	57
1.4 - Alluvions et substratum	57
2 - RELATIONS ENTRE DIMENSIONS DU COURS D'EAU ET HYDROLOGIE.....	58
2.1 - Débit dominant	58
2.2 - Variables de contrôle et variables de réponse.....	58
2.3 - Équilibre dynamique.....	59
3 - FORMES EN PLAN ; STYLES FLUVIAUX.....	60
4 - RÔLES DE LA RIPISYLVE SUR LA VIE DES COURS D'EAU	63
5 - ÉVOLUTIONS DANS LES COURBES	64
6 - MÉCANISMES D'ÉVOLUTION DES BERGES	66
6.1 - Principes généraux d'évolution des berges	66
6.2 - Érosion des berges par le courant.....	67
6.3 - Glissement des berges	68
6.4 - Eboulement des berges (ou effondrement)	69
6.5 - Déformations des berges dues à un enfoncement du lit	70
6.6 - Relations entre érosion et glissement.....	70
6.7 - Autres facteurs aggravants pour la tenue des berges.....	70
6.8 - Rôle des arbres et des arbustes sur la tenue des berges	71
6.9 - Indices aidant au diagnostic des causes de dégradation des berges	73
6.10 - Conclusion sur la déformation des berges	74
7- SEUILS ET MOUILLES	75
8 - RÈGLES D'ÉQUILIBRE DES MÉANDRES : ÉQUATIONS DU RÉGIME.....	76

Le lit d'une rivière étant façonné par les eaux qu'il transporte, on conçoit que ses dimensions soient fortement liées au régime hydrologique. C'est l'objet du paragraphe 2. Ce type de raisonnement n'explique en rien les évolutions en plan d'une rivière, de ses méandres en particulier, ni la forme des sections. Pour cela, il faut aussi considérer les courants secondaires. C'est l'objet du paragraphe 5. Pour expliquer l'allure du profil en long, il faut s'intéresser aux différents types de pertes de charge : c'est l'objet du paragraphe 7.

Pour l'aménageur, il est important avant d'aménager de réfléchir au pourquoi des formes et au pourquoi de leurs évolutions. Il pourra alors mieux choisir les formes nouvelles et mieux anticiper leurs évolutions.

1 - DÉFINITIONS FONDAMENTALES

1.1 - Lit mineur, lit moyen, lit majeur

Le lit mineur est l'espace occupé par l'écoulement pour des crues courantes. Il est toujours constitué d'un ou plusieurs chenaux bien marqués. Comme nous le verrons plus loin, le tracé du lit mineur peut se déplacer plus ou moins rapidement selon la dynamique du cours d'eau. En fait, le tracé du lit mineur est susceptible de balayer tout le lit majeur, pour une échelle de temps de quelques milliers d'années. Dans le cas des rivières à bras multiples séparés par des bancs, le lit mineur est composé par l'ensemble du lit et des bancs non fixés par la végétation.

Le lit majeur est la plaine inondable. Il est limité par les plus hautes eaux. Les parties extrêmes du lit majeur ne sont mises en eau que pour les crues extrêmes avec une hauteur d'eau assez faible. Les vitesses d'écoulement y sont faibles et les particules les plus fines (limons, argiles) se déposent par sédimentation. Ces zones sont généralement extrêmement plates et les limites précises du lit majeur ne sont pas faciles à délimiter dans les grandes plaines alluviales. La végétation du lit majeur lorsqu'elle est présente est une forêt de bois durs (frênes, ormes, chênes). Avant d'être très mécanisée, l'agriculture était bien adaptée à l'occurrence d'inondations avec les prairies pâturées au bord de la rivière puis les prairies de fauche dans les zones plus élevées du lit majeur.

Pour certaines rivières, il peut être en outre distingué un lit intermédiaire (ou moyen) qui est inondé pour des crues dont la période de retour est de l'ordre de 1 à 5 ans et qui est constitué de bancs éventuellement végétalisés par des arbustes et arbres à bois tendre (saules, aulnes). Du point de vue hydraulique, le lit moyen participe aux écoulements des crues alors que le lit majeur joue plutôt un rôle de stockage. Du point de vue morphologique, le lit moyen est fréquemment remanié : on parle de bande active.

1.2 - Rive, berge

Rive et berge sont souvent confondues à tort. La berge est le talus incliné qui sépare le lit mineur et le lit majeur. Sa localisation est donc assez précise. La rive est le milieu géographique qui sépare les milieux aquatique et terrestre. Elle démarre au sommet de la berge et constitue une partie plate plus ou moins étendue qui reste sous l'influence du milieu aquatique.

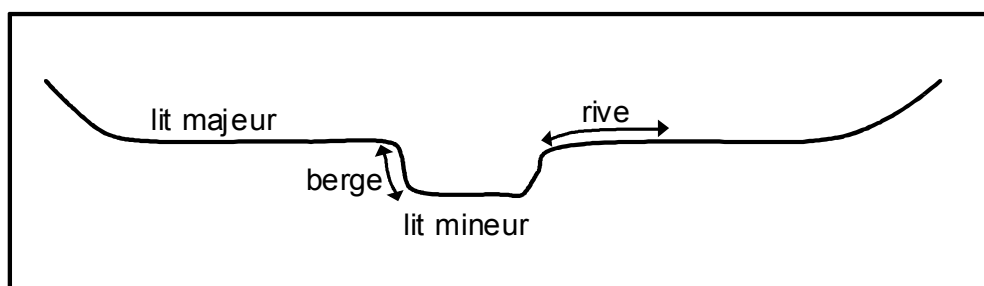


Figure 1 - représentation de termes géographiques usuels

1.3 - Ripisylve

C'est la formation végétale naturelle située sur la rive. Elle peut être limitée à un cordon arboré étroit qui souligne le bord du lit mineur de la rivière ou bien elle est une véritable forêt alluviale s'étendant sur plusieurs dizaines ou centaines de mètres de part et d'autre du lit mineur. Cette forêt occupe tout ou partie du lit majeur. C'est un milieu inféodé à la rivière, particulièrement riche en terme de diversité floristique. Il comporte des strates herbacées souvent très diversifiées et des strates arbustives et arborescentes composées d'un nombre restreint d'espèces.

Dans les hautes vallées, l'aulne croît en pied de berge. Dans les zones de piémont et de plaine, les pieds de berge sont occupés par le saule et le peuplier ainsi que par l'aulne glutineux lorsque les conditions d'humidité le permettent. Plus en hauteur sur la berge viennent l'érable, le frêne, l'orme, le tilleul... Au sommet de la berge, viennent le charme, le chêne pédonculé...[8].

Les arbres qui poussent au pied de berge sont bien entendu plus fréquemment inondés que les autres. Cela leur confère une originalité. Ils sont plus que les autres blessés par les corps flottants transportés dans le cours d'eau. Ces blessures peuvent faciliter des maladies. La poussée du courant peut les faire pencher vers l'aval. Les tourbillons provoqués par les débordements et la vitesse du courant les déracinent plus facilement. Ces deux raisons, blessures et arrachements, expliquent qu'en moyenne les arbres de pied de berge sont plus jeunes que les autres.

De leur côté, les arbres de haut de berge sont les plus exposés au vent et finalement ce sont les arbres qui poussent à mi-berge qui sont souvent le plus protégés.

1.4 - Alluvions et substratum

Une rivière coule généralement sur ses alluvions. Les alluvions sont les grains fins ou grossiers alternativement déposés ou repris par le courant. Les alluvions recouvrent le substratum rocheux formé d'une roche dure ou bien d'une roche plus ou moins tendre (schistes, grés, marnes...).

Le transport solide est le déplacement vers l'aval d'une partie des alluvions selon un processus de charriage ou de suspension décrit au chapitre 2. Si l'on considère l'ensemble du cours d'eau de sa source à la mer, il stocke à chaque instant un volume d'alluvions considérable comparé aux apports solides annuels. Bien que très mobile, ce recouvrement alluvial constitue une protection du substratum. En effet, si l'enfoncement du fond de lit dans ses alluvions est un phénomène de type réversible, l'érosion du substratum mis à nu est un mécanisme souvent extrêmement très lent, parfois rapide mais toujours irréversible (voir chapitre 4, paragraphe 1.2).

2 - RELATIONS ENTRE DIMENSIONS DU COURS D'EAU ET HYDROLOGIE

L'objet de ce paragraphe est d'approcher ce qui peut expliquer les dimensions adoptées par le cours d'eau. La première idée est que le lit a été façonné au fil des ans par les débits à faire transiter. Cela donne naissance à la théorie du débit dominant ou débit morphogène (§ 2.1). La seconde idée est que pour évacuer un même débit, la rivière dispose d'une infinité de solutions en jouant sur sa largeur, sa profondeur et sa pente et que la solution adoptée ne dépend pas du seul hasard. C'est la théorie des variables de contrôle et des variables de réponse (§ 2.2). Enfin la troisième idée consiste à se demander si les dimensions adoptées sont stables ou susceptibles de modifications chaotiques en cas de nouvelle donnée. C'est la théorie de l'équilibre dynamique (§ 2.3).

2.1 - Débit dominant

Intéressons-nous à la relation entre le débit liquide d'un tronçon de cours d'eau et la charge solide transportée.

Nous appellerons débit dominant (ou morphogène) le débit liquide pour lequel la charge transportée est maximale. Le débit dominant est bien évidemment supérieur aux débits de période sèche car aucun débit solide n'y est observé ; il est également inférieur aux débits des plus fortes crues, car leur fréquence est très faible. L'étude d'un grand nombre de rivières a montré que la valeur du débit dominant est proche de celle du débit de plein bord.

En outre, selon Amoros et Petts, il a été constaté dans plusieurs pays que pour les rivières à lit unique à sables ou à limons le débit de plein bord a une période de retour (ajustée sur les maxima annuels) de l'ordre de 1,5 année (plus près de un an pour des terrains imperméables, plus près de deux ans pour des terrains perméables) [4]. Pour les rivières en tresses, la fourchette est plus étendue et pourrait atteindre 10 ans.

En résumé, et sans chercher à approfondir cette notion qui relève du domaine de la recherche, retenons que le débit dominant a une période de retour de l'ordre d'une à deux années pour les rivières à sables ou à limons.

Il en résulte donc que contrairement à une idée répandue, ce ne sont pas les crues très rares qui façonnent le lit tel qu'on le voit. Une rivière naturelle n'a généralement pas un lit mineur capable d'évacuer une crue par exemple décennale. Ceci dit, lorsqu'une très grosse crue survient de type centennale ou millénaire, il est possible que la section du lit soit brutalement agrandie, en particulier si les matériaux de berge sont peu cohésifs et si le lit majeur est peu végétalisé. Mais, dans ce cas, le lit mineur retrouve à terme sa morphologie initiale (mais pas forcément son tracé initial) par suite des dépôts dus aux crues faibles et moyennes. C'est un cas où un phénomène naturel est capable de provoquer une évolution qui a de bonnes chances d'être irréversible. Les embâcles de glace et les débâcles sont un autre phénomène qui peut bouleverser la morphologie du lit comme ce fut le cas sur la Loire au milieu du 19^{ème} siècle.

2.2 - Variables de contrôle et variables de réponse

Les variables de contrôle sont imposées au cours d'eau par la géologie et le climat, alors que les variables de réponse sont plutôt des degrés de liberté dont dispose le cours d'eau pour accomplir ses fonctions de base, c'est à dire transporter un débit liquide et une charge solide.

Les variables de contrôle sont le débit liquide, le débit solide, la géométrie de la vallée (la pente en particulier), la nature du boisement du bassin versant, les caractéristiques granulométriques et mécaniques des matériaux du lit et des berges et la couverture végétale riveraine.

Les variables de réponse (ou d'ajustement) sont :

- les paramètres géométriques, largeur, profondeur, pente du fond, amplitude et longueur d'onde des sinuosités ;
- la taille des sédiments transportés ;
- la vitesse du courant [44].

Toutes ces variables de réponse ne sont pas indépendantes, comme par exemple la sinuosité et la

penne.

Les deux variables de contrôle essentielles (débits liquide et solide) sont également liées. Si le débit liquide augmente par exemple à la suite d'un réchauffement climatique et de la fonte des glaciers, la rivière deviendra d'avantage érosive et de ce fait accroîtra son débit solide. Si à l'inverse, c'est le débit solide qui est augmenté, par exemple suite à de grands glissements de versants ou à un incendie de la forêt, le débit liquide ne pourra certes pas évoluer pour s'adapter à ce surcroît de charge et des dépôts se produiront qui provoqueront une augmentation de la pente.

Au passage notons que les deux variables de contrôle essentielles que sont le débit solide et le débit liquide n'ont pas un rôle symétrique. Le débit solide a besoin du débit liquide, et le débit liquide doit composer avec le débit solide !

2.3 - Équilibre dynamique

Le cours d'eau, nous venons de le voir, adopte une géométrie qui lui permet d'évacuer les débits liquide et solide. Les observations que nous faisons montrent que le résultat obtenu semble être un équilibre, ce qui est une erreur. Même la rivière la plus paisible n'est jamais dans un vrai équilibre, du fait de la force tractrice qui est capable, en crue, de mobiliser la plupart des éléments constitutifs du lit. Tout au plus pouvons nous dire que pour un régime permanent donné, la charge solide sortante est égale à la charge entrante. C'est donc d'équilibre dynamique¹ qu'il faut parler. Les variables de contrôle évoluent à l'échelle de la journée, de la saison, de l'année sans parler de l'échelle géologique. L'équilibre dynamique est un ajustement permanent autour d'une géométrie moyenne, aussi appelé respiration. Il est rendu possible par les marges d'ajustement dont dispose la rivière :

- dépôts pour s'adapter aux fluctuations annuelles de débit solide ;
- modification de la profondeur d'eau ou érosion pour s'adapter aux variations annuelles de débit liquide.

Bien entendu, ces deux types d'ajustement sont interdépendants.

Pour les crues faibles ou moyennes, les débits liquide et solide évoluent relativement continûment et le tracé reste relativement stable. C'est la raison pour laquelle nous avons souvent rapproché nos implantations du lit mineur, notre faible mémoire aidant. Mais, les fluctuations des débits solides et liquides peuvent être brutales dans le cas d'un événement pluvieux extrême sur un sous bassin amont. Celui ci amène alors un amas de matériaux solides que le cours d'eau principal élimine progressivement vers l'aval à l'occasion des crues suivantes. De même plus à l'aval, à la faveur d'une forte crue, la rivière peut adopter un autre tracé dans sa plaine alluviale ou couper un de ses méandres ou tout simplement translater ses méandres comme on le verra. Attention donc à cette impression d'équilibre, qui est trompeuse.

Mais toutes les rivières ne sont pas en équilibre dynamique. Un déséquilibre (ou altération) peut avoir une origine naturelle ou anthropique.

Les causes naturelles de déséquilibre sont climatiques ou géologiques.

Les interventions humaines, on le verra au chapitre 4, modifient soit des variables de contrôle soit des variables de réponse. Les dérivations, les barrages, les prélèvements de graviers modifient les variables de contrôle (débit liquide et débit solide). Les calibrages, les coupures de méandre, les seuils modifient des variables de réponse (largeur, sinuosité, pente, profondeur). Dans les deux cas, la rivière adaptera à nouveau ses variables de réponse par exemple en s'enfonçant ou en changeant de tracé. Elle aboutira à plus ou moins long terme à un nouvel équilibre dynamique avec ou sans franchissement d'un seuil d'irréversibilité.

¹ L'expression "équilibre dynamique" est consacrée. Elle est un peu regrettable car tout dans un cours d'eau contredit l'idée d'équilibre.

3 - FORMES EN PLAN ; STYLES FLUVIAUX

De l'amont vers l'aval, la taille des sédiments va en diminuant. En règle générale, il en va de même de la pente de la vallée et de la capacité de transport. Les figures 2 et 3 illustrent la décroissance du profil en long des cours d'eau. Cette règle générale peut souffrir des exceptions pour des raisons d'ordre géologique ou à l'aval d'affluents à fort transport solide. La Durance avec ses affluents constitue à ce sujet un cas d'école. Le profil en long de la figure 3 établi vers 1900 par l'ancien service des grandes forces hydrauliques² montre l'état avant les grands aménagements hydro-électriques.

Dans la partie amont des rivières issues des régions montagneuses, c'est la zone d'érosion qui produit les sédiments et les transporte. Le lit est à très forte pente et son tracé est quasiment rectiligne. La vallée est étroite.

Plus en aval, les rivières coulent entièrement dans leurs propres alluvions avec trois styles qui se rencontrent successivement, style en tresses, style divagant à bras multiples sinueux et enfin style à méandres (voir figure 2). Cette succession se produit en moyenne, mais on pourra trouver des tronçons en tresse à l'aval de tronçons à méandres comme sur l'Allier et la Loire.

Le tracé en tresses est symptomatique d'une forte charge alluviale. Le lit est très large et plat. Plusieurs chenaux instables sont séparés par de nombreuses îles. Ces chenaux gardent sensiblement la direction de l'axe de la vallée et transportent une charge solide dont la part grossière est importante. Le style en tresse est peu fréquent en France : on le rencontre par exemple sur la Durance, l'Asse, la Bléone, l'Ain, le gave de Pau, certains tronçons de la Loire et l'Allier³. Des grands cours d'eau en tresses ont été aménagés et transformés en cours d'eau à lit unique ; c'est le cas des hautes vallées du Rhin et du Rhône qui ont été endiguées au XIX^{ème} siècle. Bien sûr, les rivières qui ne prennent pas leurs sources en montagne n'ont pas de fort transport solide et n'offrent pas de style en tresses.

A l'occasion de dépôts ou d'embâcles, des débordements du lit mineur ont pu creuser des chenaux anastomosés dans le lit majeur. Ceux-ci ayant à évacuer des débits liquides et solides modérés ont un tracé nettement plus sinueux, donc une pente faible et un tracé relativement stable. Ils sont extrêmement rares en France.

Plus à l'aval, on passe à un style divagant⁴. La charge grossière à évacuer diminue, le nombre de tresses diminue, et un tracé principal sinueux s'organise. Le lit est moyennement large et comporte de un à trois bras, mais les bancs de galets ou de sable sont encore nombreux et larges. Ce style est intermédiaire entre le style en tresses et le style à méandres. Il se distingue du style en tresses par l'apparition d'un lit principal bien marqué et fortement sinueux.

Plus en aval encore, dans les zones de plaine, de plus en plus sinueux, le cours d'eau adopte un tracé à lit unique et à méandres. Il est nettement calibré. Dans les méandres de piémont, le transport solide est mixte (suspension et charriage), alors qu'en plaine il a lieu quasi exclusivement par suspension. Il est composé de sables fins et de limons.

Le débouché en mer est un estuaire ou un delta selon la quantité de matériaux solides encore transportés à ce stade.

La cause du méandrement des rivières est encore controversée. Il faut en tout cas abandonner l'idée que les méandres sont dus à des singularités locales, tels que des arbres tombés ou des rochers. Nous verrons plus loin l'existence de courants responsables d'érosion à l'extérieur des coudes et de dépôts à l'intérieur des coudes. C'est plutôt une conséquence du méandrement qu'une cause. Une meilleure explication pourrait être trouvée dans la recherche par la rivière d'une pente plus faible que celle de la vallée pour permettre le transit du matériau solide entrant tout en adoptant un tracé sinueux. Ce tracé sinueux semble organisé pour minimiser les changements de direction, à sinuosité donnée.

² Ces profils en long, disponibles auprès de l'IGN, sont précieux pour l'étude de l'évolution des lits

³ L'ensemble Allier-Loire est en tresses entre l'aval de Moulins sur l'Allier et Pouilly sur Loire. Il convient de noter que dans cet exemple, les zones amont de l'Allier comme de la Loire sont en méandrage actif.

⁴ Traduction proposée du terme anglais : *wandering*.

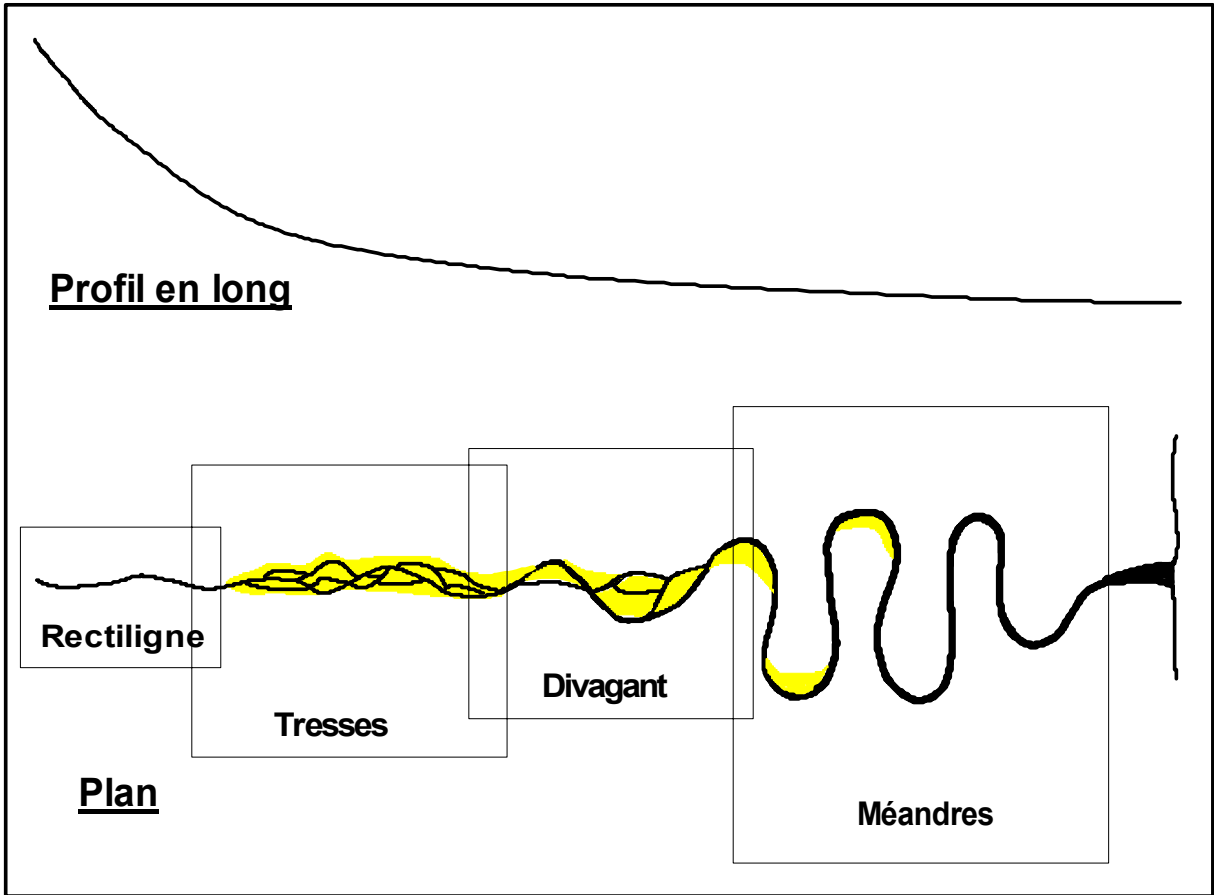


Figure 2 – grands traits morphologiques d'un cours d'eau, en profil et en plan.

La vue en plan montre un tracé rectiligne, puis un tracé en tresses à lits nombreux, puis un tracé divagant à chenal unique ou presque, déjà sinueux, enfin un tracé à méandres avec des bancs de moins en moins marqués vers l'aval.

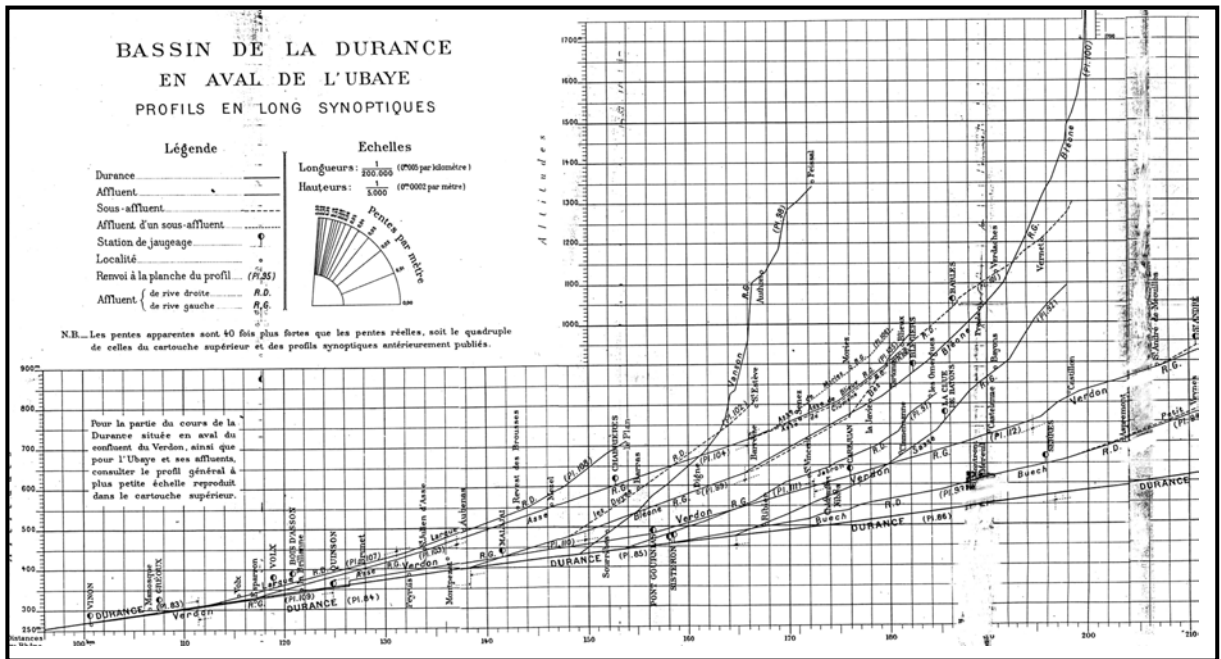


Figure 3 – profil en long de la Durance et de ses affluents

De manière résumée, on peut constater en moyenne de l'amont vers l'aval :

- la diminution de la pente, du rapport L/H , de la taille des sédiments, de l'étendue granulométrique et de la capacité de transport ;
- l'augmentation de la sinuosité, de la part relative du transport par suspension et de la stabilité latérale du tracé.

Les rivières produisent et transportent des sédiments : la fonction production l'emporte dans les tronçons en tresses ; la fonction transport l'emporte dans les tronçons à méandres.

Bien sûr, un affluent prépondérant ou un changement de morphologie ou de géologie de la vallée peuvent modifier cette tendance en introduisant une discontinuité forte.

Les rivières objet de ce manuel sont des rivières à tresses, des rivières divagantes ou des rivières à méandres.

Les rivières à tresses sont présentes dans les zones de plaines intra-montagnardes ou en zone de piémont lorsque la charge solide est importante. Les berges faciles à éroder contribuent à cette charge solide. Les sédiments comportent une fraction grossière qui se dépose facilement, amorçant ainsi la création de bancs. Le lit se compose de plusieurs chenaux qui peuvent s'agrandir ou se rétrécir à chaque crue et même se déplacer. Un chenal principal peut ainsi devenir chenal secondaire et vice versa. Les bancs de galets et graviers sont facilement érodables en crue. Les rivières en tresses modifient donc rapidement leurs formes et par conséquent rajeunissent fréquemment les espèces végétales. Il en résulte un milieu particulièrement diversifié et original. Toutefois, si une succession hydrologique sans crue dure 3 à 5 ans, les bancs peuvent se végétaliser et être capables de résister aux crues sauf si elles sont très fortes. Les végétaux favorisent alors le dépôt de limons qui viennent épaissir le banc, et le consolider grâce à la cohésion. Ces sédiments fins résistent mieux à l'érosion que les granulats. Il s'agit d'un des rares exemples où les matériaux en suspension ont un rôle morphogène. Le style en tresses dispose donc relative stabilité lors des périodes sans crue. Grâce à la végétation (ou à cause de), cette stabilité tend à augmenter dans le temps si cette période sans crue perdure. Une seule forte crue suffit à réintroduire de la mobilité. On constate, comme pour le mécanisme de pavage, l'existence d'un effet de seuil, stabilité relative en deçà, forte remise en mouvement au-delà.

Les lits en tresses étant larges et boisés provoquent un véritable effet d'écrêtement des crues dont bénéficient les riverains aval. Ce style présente donc des intérêts aux plans écologique et hydraulique. Malheureusement, nous verrons qu'en France beaucoup de rivières à tresses évoluent vers des tracés à méandres avec un charriage encore manifeste. Nous nous interrogerons au § 4.4.1 sur l'intérêt éventuel de chercher à préserver ce style fluvial en tresses.

Plus en aval, les rivières de plaine déposent sur leurs rives des sédiments fins transportés en suspension lors des crues. Il se forme ainsi des bourrelets de berge et le point bas de la vallée se trouve écarté en position intermédiaire entre la berge et le coteau. On parle de vallée en toit.

Rôle des affluents

Nous avons présenté le cours d'eau comme s'il était unique. En fait, les affluents importants introduisent des motifs de modification morphologique.

Dans les secteurs amont, les affluents peuvent être des torrents de montagne qui amènent une charge solide importante par rapport à leur débit liquide. Ils entraînent des exhaussements locaux importants. Le cours d'eau doit s'adapter à cette nouvelle donne en se dotant d'une capacité de transport plus forte, c'est à dire en augmentant sa pente.

Dans les secteurs aval, les affluents qui ne proviennent pas des parties montagneuses peuvent amener un débit solide faible par rapport à leur débit liquide. Dans ce cas au contraire, la capacité de transport solide augmente alors que le volume à transporter ne change presque pas. Le cours d'eau principal s'adapte en adoucissant sa pente.

4 - RÔLES DE LA RIPISYLVE SUR LA VIE DES COURS D'EAU

La ripisylve joue plusieurs rôles importants :

- ❖ sur la faune et la flore ;
- ❖ sur le paysage ;
- ❖ sur la température de l'eau ;
- ❖ pour l'épuration des eaux (recyclage de l'azote) [8] ;
- ❖ sur l'écoulement des crues ;
- ❖ sur la tenue des berges.

Il est facile de comprendre que ces aspects sont pour l'essentiel très largement positifs. Mais, il faut aussi être conscient des inconvénients qu'ils peuvent présenter, en particulier pour les riverains :

- forte consommation d'espace pour une valeur économique assez faible (sauf si elle est limitée à un simple cordon) ;
- alimentation de la rivière en bois arrachés par les crues, susceptibles de créer des embâcles, d'obstruer les ponts et d'aggraver les crues localement ;
- apport de matière organique dû à la décomposition des feuilles ;
- consommation d'eau pouvant diminuer les débits d'étiage, mais l'ombrage réduit l'évaporation ;
- accessibilité pas toujours aisée pour les promeneurs ou les pêcheurs.

Le rôle de la ripisylve sur les crues peut être important. Lorsqu'elle occupe une part significative du lit majeur, elle augmente notablement la rugosité du lit. D'où trois conséquences de nature hydraulique :

- localement une augmentation des débordements, ce qui ne constitue pas forcément une gêne tout au moins dans ce type de milieu ;
- une diminution des vitesses dans le lit majeur, et donc une réduction des effets érosifs du courant ;
- globalement, pour l'aval, un écrêtement des crues.

La simulation hydraulique de l'influence d'une formation boisée sur l'aval est relativement aisée avec un logiciel admettant des coefficients de Strickler différents entre le lit mineur et le lit majeur. Le coefficient de Strickler du lit majeur est de l'ordre de 10 à $15 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ en présence d'une formation boisée et de 30 en présence d'un terrain agricole.

D'autre part la ripisylve joue un rôle indirect sur les crues car les arbres arrachés se regroupent peu à peu sous forme d'embâcles qui provoquent des débordements localisés importants, surtout lorsqu'ils se produisent au niveau des ponts.

Le rôle de la ripisylve sur la tenue des berges sera décrit dans le paragraphe 6.8.

5 - ÉVOLUTIONS DANS LES COURBES

En étudiant la distribution des vitesses, on démontre que dans une courbe d'un canal ou d'un cours d'eau, l'eau a un dévers qui provoque un courant hélicoïdal⁵.

☞ La vision en section (haut de la figure 4) montre que le courant a une composante (a) dirigée vers le fond qu'il creuse et une composante (b) qui au contraire remblaye l'autre berge. Cela explique le profil dissymétrique avec une berge concave presque verticale et une berge convexe à pente douce. Il faut donc bien noter qu'il y a érosion de la berge mais aussi du pied, non visible depuis la berge. Cette érosion du pied aussi appelée affouillement est évidemment plus forte en crue. Elle est d'autant plus forte que la berge est plus verticale. Le point le plus profond de la fosse d'affouillement est situé en aval du point de courbure maximale.

Considérant maintenant les projections en plan du courant hélicoïdal, nous constatons qu'un courant de surface rapide présente un angle d'attaque vers la berge concave et qu'un courant de fond plus lent s'oriente tangentiellement à la berge convexe (voir figure 4a). Le courant de surface est capable d'éroder la berge concave (ou extradors). Au contraire, le courant de fond, qui est plus lent, a tendance à déposer les matériaux solides transportés par la rivière. Plus la courbe est prononcée, plus la plage de dépôt est large. Cette vision en plan explique la tendance au déplacement des coudes avec attaque des berges externes et remblaiement des berges intérieures. Lorsque la rivière est à méandres, on parle de reptation ou de translation (fig.4). Ce phénomène naturel est très lent.

On appelle coefficient de sinuosité le rapport entre la longueur d'un tronçon de cours d'eau et la longueur de vallée correspondante. La rivière est dite rectiligne quand ce coefficient est inférieur à 1,05 ; elle est dite sinueuse jusqu'à 1,25 ; très sinueuse jusqu'à 1,5 et méandrique au-delà. Les rivières à berges cohésives sont les plus sinueuses.

Dans les rivières méandriques qui déposent des sédiments fins (sables, limons), des méandres peuvent se recouper lorsque le trajet de la coupure devient très court. On parle de recoupements par tangence. Ces évolutions sont extrêmement lentes.

Dans les zones de piémont, les rivières sinueuses, plus rapides, déposent des matériaux plus grossiers (galets). Les coupures sont plus brutales, par érosion en crue de la langue de terre (fig.4a). On parle de recoupement par déversement [4].

Les parties recoupées deviennent des bras morts plus ou moins connectés hydrauliquement avec le lit mineur ou sa nappe d'accompagnement. Lors des crues, les sédiments qui se déposent tendent à les combler. Néanmoins, ils continuent à constituer une zone humide du lit majeur et contribuent fortement à la diversité écologique des marges fluviales.

Si l'on veut un peu théoriser sur la migration des courbes, disons qu'elle est le mode de réajustement⁶ de la rivière pour s'adapter aux variations imposées de débit liquide et de débit solide. Elle est très progressive dans le cas des rivières à méandres et peut être plus brutale dans le cas des rivières à tresses et des rivières divagantes.

RESUME

Les formes en plan évoluent naturellement :

- ◆ **modification progressive du tracé par érosion ou dépôt, et tendance à la translation des méandres ;**
- ◆ **changement de tracé par coupure de méandre, les recoupements se faisant plutôt brutalement par déversement dans les parties amont et plutôt progressivement par tangence dans les parties aval.**

Ces évolutions lentes ou progressives peuvent évidemment constituer une gêne pour les riverains ou les ouvrages implantés à proximité (ponts, routes, stations de pompage...). Elles sont un processus naturel de rajeunissement des formes et des milieux inféodés. Ces mécanismes sont à la base de

⁵ On démontre que la pente de la ligne d'eau dans un coude de rayon de courbure R a pour valeur $V^2 / 2gR$, V étant la vitesse moyenne.

⁶ Le paragraphe 7 abordera un autre mode d'ajustement progressif, par le profil en long.

l'importante notion d'espace de mobilité [19].

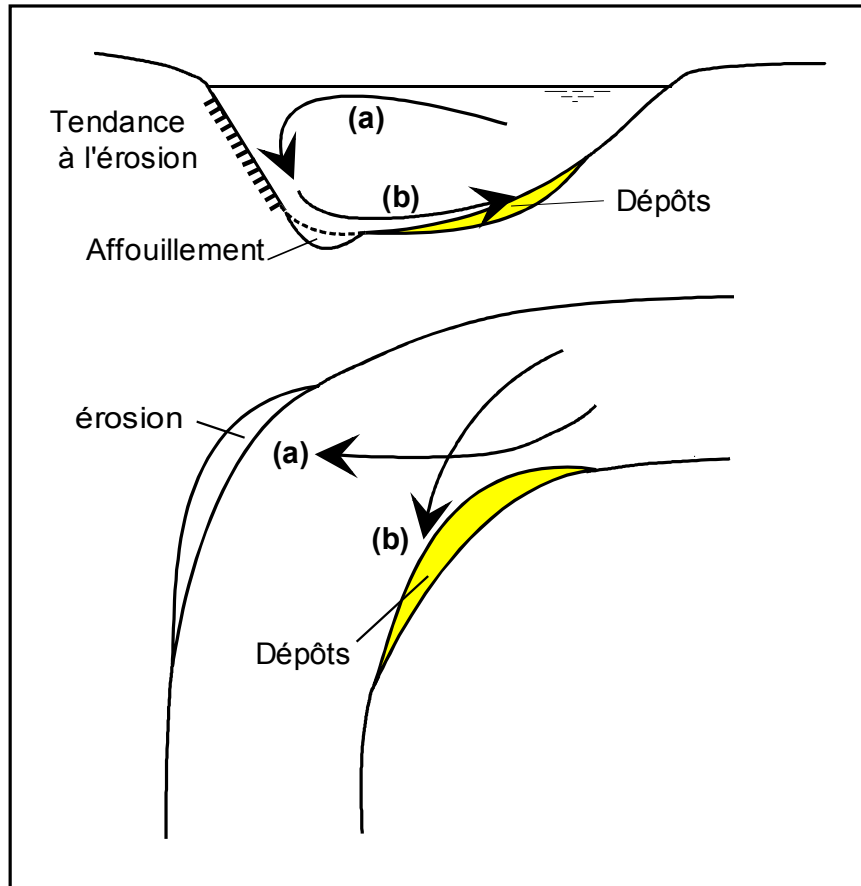


Figure 4 - les courants hélicoïdaux dans un coude
(a) courant de surface rapide **(b) courant de fond lent**

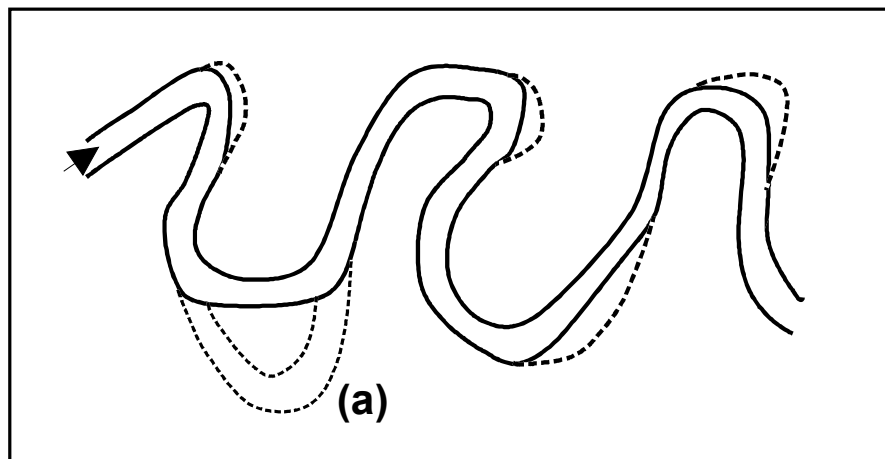


Figure 5 - principe de reptation des méandres
En (a) : coupure naturelle par débordement.

6 - MÉCANISMES D'ÉVOLUTION DES BERGES

Les matériaux constitutifs des berges de cours d'eau ont généralement moins homogène que ceux du fond. Ils peuvent comporter des matériaux plus fins (argile, limons), qui confèrent aux berges une certaine cohésion. La végétation lorsqu'elle est présente joue bien entendu un rôle sur la tenue des berges. Aussi les mécanismes que nous allons étudier ici ne sont pas exactement identiques à ceux que nous étudierons pour les matériaux du fond (voir "érosion régressive" et "érosion progressive" au chapitre 4, paragraphe 1).

6.1 - Principes généraux d'évolution des berges

Nous allons voir que les mécanismes d'évolution de berge peuvent être fondamentalement différents, et les techniques de protection sont aussi fort différentes. L'ignorance de cette règle a conduit trop souvent à des échecs ou à des travaux inutiles. Le vocable "*évolution*" ou "*déformation*" et non "*érosion*" est retenu pour qualifier l'ensemble des atteintes à une berge.

D'une manière générale, l'érosion désigne tout un ensemble de mécanismes dus aux divers agents atmosphériques et qui se manifestent dans tout le bassin versant et pas seulement dans le lit. Dans ce qui suit, le mot érosion désignera seulement l'érosion des berges par le courant afin de ne pas mélanger sous un vocable très général des mécanismes différents, même s'ils peuvent interagir ou se succéder dans le temps.

Pour ce qui concerne les rivières, l'érosion par le courant peut concerner les berges et leur pied ; c'est l'objet du présent paragraphe. Elle concerne aussi le fond : érosion régressive et progressive, qui seront traitées au chapitre 4.

Les berges de cours d'eau peuvent se déformer selon trois processus principaux :

- ❖ l'érosion due au courant ;
- ❖ le glissement en masse ;
- ❖ l'éboulement.

Ces trois processus sont très différents. L'érosion de berge est l'enlèvement de grains de matériaux constitutifs de la berge par l'eau de la rivière. Cet enlèvement de particules est possible lorsque la vitesse du courant et sa turbulence sont capables de vaincre le poids des particules et leur cohésion éventuelle. Les vagues d'un plan d'eau ou celles que provoque le passage d'un bateau déclenchent également une érosion des berges selon un mécanisme relativement analogue, les forces dues à l'eau étant orientées différemment. Ce processus d'érosion se produit aussi bien sur la berge visible qu'à son pied sous l'eau.

Par contre, l'étude du glissement des berges relève de la mécanique des sols. Ce mécanisme concerne aussi tous les talus de remblai ou déblai et les versants naturels. L'eau de la rivière joue aussi un rôle comme nous le verrons, mais pas à cause de la vitesse de l'écoulement.

L'éboulement (ou l'effondrement) est un mécanisme de rupture d'un volume de berges cohérentes qui se trouve en surplomb par suite d'un affouillement au pied.

L'affouillement⁷ est aussi de l'érosion, mais on utilise ce vocable lorsque l'érosion se produit à la base d'une berge ou d'un ouvrage. Nous considérerons donc que l'affouillement n'est qu'un cas particulier de l'érosion de berge.

D'autres mécanismes de déformation des berges existent, mais ils sont moins fondamentaux en général : l'érosion due au ruissellement, le passage de personnes ou du bétail, le creusement de terriers et les fentes de retrait sous les climats chauds. Mais nous préférons les présenter comme des causes secondaires. Elles peuvent cependant accélérer l'érosion ou le glissement des berges. Nous aborderons également l'enfoncement du lit par érosion régressive ou progressive : ce n'est pas directement une déformation de berge, mais cela peut la provoquer.

⁷ Aussi appelé sapement ou sous-cavement.

6.2 - Érosion des berges par le courant

L'érosion d'une berge est l'enlèvement de grains de matériaux constitutifs de la berge par l'eau de la rivière. Cet enlèvement de particules est possible lorsque les forces d'entraînement dues à la vitesse du courant et sa turbulence sont capables de vaincre le poids des particules, leur frottement l'une sur l'autre et leur cohésion éventuelle. En fait, le phénomène est analogue à un choc qui arrache des grains à la berge et les entraîne plus en aval où ils peuvent se déposer. Il est plus brutal lorsque la direction du courant fait un angle avec la berge. C'est donc un phénomène affectant principalement les berges concaves des courbes comme vu au § 5, mais se produisant aussi dès qu'un obstacle perturbe les filets liquides. Ainsi un arbre abattu peut provoquer l'érosion de la berge opposée d'une petite rivière, par courant réfléchi. Le tourbillon provoqué par le tronc d'un arbre en place peut éroder la berge. A l'aval d'un seuil, les tourbillons tendent à éroder les deux berges aval. Un rétrécissement créé par une souche avancée crée un courant de retour qui peut amorcer une encoche d'érosion (cf. figure 6).

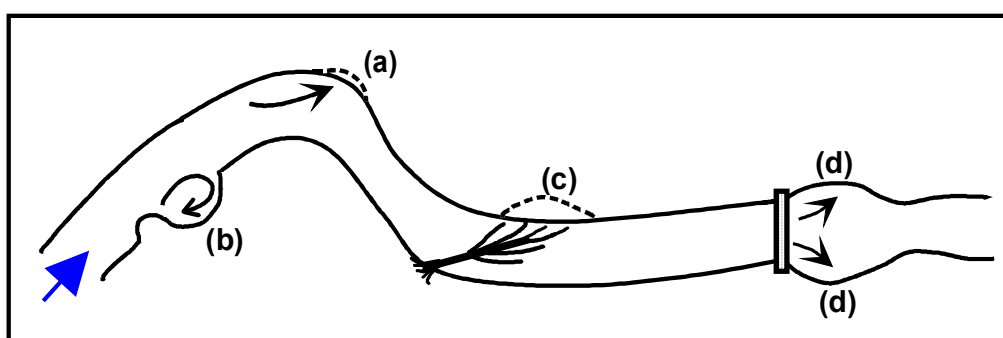


Figure 6 - exemples de zones sensibles à l'érosion :
dans une courbe (a) ; par courant de retour (b) ; par courant réfléchi dû à un arbre tombé (c) ; par dissipation d'énergie à l'aval d'un seuil (d)

Dans les coudes, le courant de surface rapide (cf. § 5) tend à "attaquer" la berge concave, tandis qu'un courant de fond lent tend à déposer sur la berge convexe des matériaux transportés et provenant de l'amont (voir figure 4). L'érosion dans les coudes affecte aussi le pied des berges, qui sont affouillés d'autant plus profondément que la crue est plus prononcée. Ce phénomène est pernicieux, d'une part car situé sous l'eau il est assez peu visible, d'autre part parce qu'après la crue des dépôts viennent colmater une partie de la fosse d'affouillement. Ce n'est pas suffisant pour que la tenue des berges ne soit pas affectée. L'affouillement peut saper la berge sous l'enracinement d'un arbre, sous le pied de protection de berge ou sous la semelle d'une culée de pont. Bien sûr, la stabilité de l'arbre ou de l'ouvrage est alors menacée.

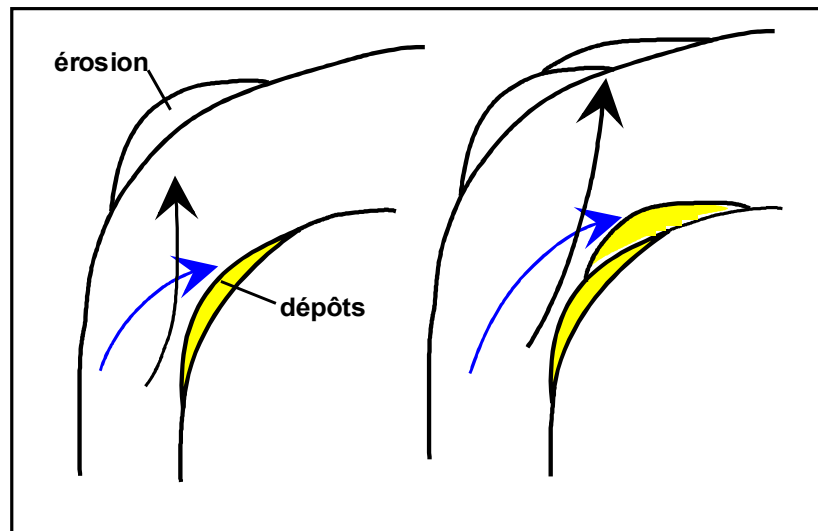
Les matériaux arrachés à la berge sont transportés à l'aval où ils pourront se déposer à la faveur d'une zone plus lente ou lors d'une décrue. Ils participent à la charge solide transportée par le cours d'eau au même titre que les matériaux prélevés au fond du lit ou apportés par l'érosion des parcelles riveraines ou des versants.

Selon la courbure du coude, la nature des matériaux et l'importance de la végétation, ce phénomène d'érosion peut être très rapide ou quasiment absent. Les berges en argile ou en limon résistent mieux à l'érosion que les berges sableuses ou graveleuses, grâce à la cohésion qui est une attraction reliant fortement les grains de sol (voir en bibliographie : aide mémoire de mécanique des sols [18]).

L'érosion des berges des rivières en tresse est plus difficile à prévoir que celle des rivières à méandres. Elle peut affecter plus facilement des tronçons rectilignes.

Les mécanismes d'érosion et de dépôt sont possibles même pour les faibles débits. Cependant, ils sont plus intenses pendant les crues puisque les vitesses sont plus fortes. En outre, lors des crues, les courants ont tendance à se redresser. La portion érodée se situe alors un peu plus en aval. De même, les éléments les plus fins des dépôts présents avant la crue sont emportés et le dépôt s'engraisse par l'aval et avec des matériaux plus grossiers (cf. figure 7). Si érosion et dépôts cohabitent dans une même section, ils ont cependant des conséquences fort différentes, irréversibles pour l'érosion mais plutôt réversibles pour les dépôts. Les bancs de sable ou de graviers qui émergent en basses eaux sont repris en crue. Ils ne deviennent irréversibles que quand la végétation est capable de les coloniser. Nous reviendrons sur cet aspect à propos de l'entretien (cf. chapitre 4, §

1.9).



**Figure 7 - évolution des zones d'érosion et de dépôt
après une crue moyenne et après une crue forte**

6.3 - Glissement des berges

L'équilibre d'un talus dépend de sa géométrie, des caractéristiques mécaniques des matériaux et de la présence d'eau dans le sol. Lorsque par exemple on augmente la pente d'un remblai, il arrive un moment où il glisse en masse (figure 8). Les forces motrices dues au poids des terres au-dessus de la surface potentielle de glissement l'ont emporté sur les forces résistantes dues au frottement le long de la surface de rupture [18]. Lorsque le talus est une berge de cours d'eau, l'eau de la rivière joue un double rôle pendant les hautes eaux :

- elle sature le sol ;
- elle apporte une poussée stabilisatrice.

Lors d'une décrue, la stabilité dépend des pressions interstitielles de l'eau dans la berge, mais la poussée favorable de l'eau du chenal diminue. Il peut par exemple être démontré pour les sols pulvérulents (c'est à dire dépourvus de cohésion) que l'angle de stabilité d'un talus est proche de l'angle de frottement interne du sol φ si le talus n'est pas saturé, mais qu'il est à peine supérieur à la moitié si le talus est saturé et sans plan d'eau stabilisateur⁸. La décrue constitue donc la circonstance la plus défavorable pour la tenue d'une berge de cours d'eau. En pratique, on observe effectivement que les glissements de berge se produisent très souvent à ce moment. Ce risque de glissement à la décrue affecte plus particulièrement les sols peu drainants : argiles, limons, sables contenant des fines, graviers dans matrice limoneuse... Cette remarque est d'importance pour aider au diagnostic.

Lorsqu'un glissement s'est produit, il peut déclencher de nouveaux glissements par régression. Ces derniers seront plus ou moins importants selon que les terrains déplacés par le premier glissement seront encore en place ou emportés par une crue.

Selon le même mécanisme que celui des décrues, l'abaissement d'un seuil placé en aval, supprime la poussée stabilisatrice de l'eau et peut provoquer le glissement des berges amont auparavant stables.

⁸ Plus précisément, lorsque l'écoulement est parallèle au talus, il peut être montré que l'angle limite de talus est :

$$\arctan \left(\frac{\gamma_{sat} - \gamma_w}{2 \times \gamma_w} \tan \varphi \right). \text{ Pour } \gamma_{sat} = 19,6 \text{ kN/m}^3, \text{ il vaut } \arctan(\tan \varphi / 2), \text{ qui est proche de } \varphi / 2 + 1^\circ.$$

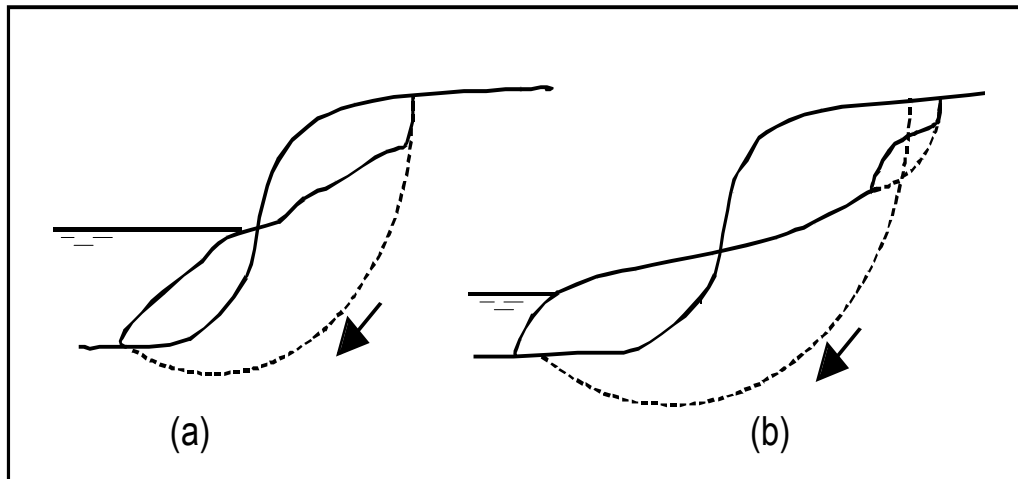


Figure 8 - sensibilité d'un talus au glissement :

a - rupture circulaire d'un talus instable,

b - rupture circulaire du même talus après une décrue plus forte, et ruptures secondaires.

6.4 - Eboulement des berges (ou effondrement)

Dans le cas où les berges sont très cohérentes, l'érosion par le courant peut conduire à la création de zones en surplomb (figure 9). Cette possibilité est facilitée lorsque le profil en travers du lit de la rivière est stratifié avec, de bas en haut, des galets, des graviers, du sable, des limons.

A terme, ces surplombs ne sont pas stables. Ils s'effondrent brutalement sous leur propre poids. Ce mécanisme d'effondrement a des similitudes avec celui du glissement. Dans les deux cas, c'est une masse qui se déplace en bloc, avec une ligne de cisaillement qui sépare la zone déplacée et la zone qui reste en place. L'éboulement est plus rapide que le glissement, car il n'y a pas au pied une zone qui participe au mouvement en tendant à s'y opposer. L'analogue d'un effondrement de berge est la chute de blocs rocheux dans une falaise.

L'effondrement se produit plutôt pendant une crue, alors que le glissement se produit presque toujours pendant une décrue.

L'effondrement est une conséquence directe de l'érosion de la berge, alors que le glissement ne l'est pas systématiquement.

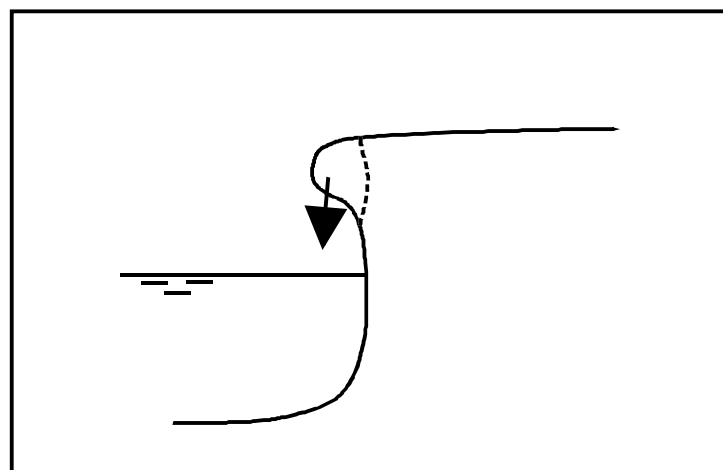


Figure 9 – éboulement d'une berge cohérente

6.5 - Déformations des berges dues à un enfoncement du lit

Le fond de la rivière peut s'enfoncer pour deux types de raisons :

- de manière durable par érosion régressive ou progressive (nous l'exposerons plus complètement au chapitre 4, § 1) ;
- de manière passagère par mobilisation en crue des matériaux du fond, y compris en section rectiligne (voir plus haut chapitre 2, § 9).

L'érosion régressive se produit en amont des travaux qui tendent à accroître le transport solide : prélèvements, calibrage du lit, diminution de sa rugosité, endiguement rapproché, coupures de méandre. L'érosion régressive se développe de l'aval vers l'amont tant qu'un seuil stable, naturel ou artificiel, n'est pas rencontré. L'érosion progressive se produit en aval d'une intervention qui diminue le transport solide : prélèvements ou barrage. Nous reviendrons longuement sur ces mécanismes au chapitre 4.

Dans les deux cas, la hauteur de berge se trouve augmentée et la stabilité au glissement est diminuée comme schématisé figure 10. En conséquence, une berge stable peut glisser à la suite d'un enfoncement généralisé dont la cause est à rechercher à l'amont ou à l'aval. Elle peut aussi glisser en masse lors d'une grosse crue qui érode (ou affouille) une hauteur importante à son pied.

Ce rôle aggravant est « décuplé » si l'enfoncement du lit atteint un matériau plus affouillable. Par exemple, lorsqu'une rivière a des berges limoneuses cohérentes, celles-ci sont assez stables vis-à-vis de l'érosion. Imaginons qu'elles soient aussi de pente modérée, et donc stables au glissement. Si un enfoncement du lit met à jour des niveaux très pulvérulents, il est certain que les berges cohérentes vont se trouver complètement sous-cavées et qu'elles peuvent alors glisser ou s'écrouler.

6.6 - Relations entre érosion et glissement

Les deux phénomènes peuvent se succéder. Une berge érodée pendant une crue prend un profil davantage vertical et moins stable au glissement. L'érosion peut donc enclencher un glissement. A l'inverse, à la suite d'un glissement, les matériaux qui ont glissé sont à la fois désorganisés et rapprochés de l'axe du cours d'eau. Ils sont plus facilement emportés par le courant. De même, la partie verticale du sommet d'une berge ayant glissé est sensible à l'érosion en cas d'arrivée de hautes eaux (cf. figure 8). Un glissement peut donc être suivi par une érosion de berge.

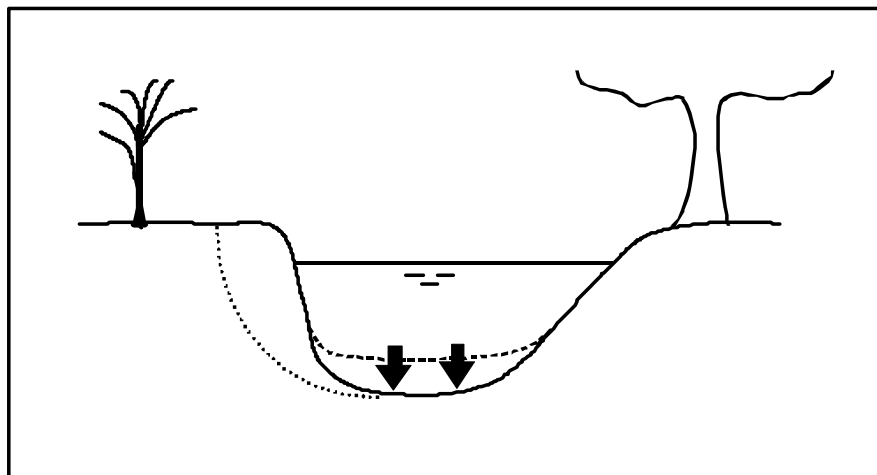


Figure 10 - enfoncement du lit par érosion régressive ou progressive

6.7 - Autres facteurs aggravants pour la tenue des berges

Les cheminements créés par le bétail pour aller boire peuvent affaiblir la berge et permettre le déclenchement d'érosions localisées. Ce n'est jamais bien grave, surtout si l'on prend la précaution de choisir les berges convexes. De même, les terriers de castors, ragondins, rats musqués peuvent affaiblir très localement une berge. Cela ne nous a jamais paru bien conséquent. Il en va très différemment pour les digues [19].

Dans les pays chauds, les berges argileuses sont affectées par des fentes de retrait qui facilitent l'érosion soit par le ruissellement de la pluie soit par le courant.

6.8 - Rôle des arbres et des arbustes sur la tenue des berges

Au plan de la tenue des berges, un arbre de berge peut jouer différents rôles, selon sa taille, sa position, son espèce. Nous allons aborder tour à tour son effet, positif ou négatif, vis à vis de l'érosion de la berge et de son pied et celui vis à vis du glissement.

D'une part, en surface, le chevelu racinaire, s'il tapisse la berge, la protège de l'érosion en jouant le rôle d'écran vis-à-vis du courant. On pourra par exemple constater ce phénomène favorable avec le platane. Peut-être est-ce pour cela que les grands canaux navigables avaient été bordés de platanes, ce qui s'est avéré une grande réussite. Ce même rôle positif n'existe pas pour le mécanisme d'érosion du pied de berge (ou d'affouillement) dans les coudes lors de crues, car les racines des arbres ne sont pas présentes. La protection des coudes de rivière par les arbres atteint sa limite pour les très fortes crues et les coudes les plus affouillables.

Passons aux quelques aspects négatifs des arbres, toujours du point de vue de l'érosion. En pied de berge, les troncs sont un obstacle à l'écoulement. Ils engendrent un tourbillon capable d'éroder la berge. Les jeunes arbustes à tige souple ne présentent évidemment pas cet inconvénient potentiel puisqu'ils se plient sous l'effet du courant. En outre lorsqu'ils entourent des arbres à haute tige rigide, ils limitent la turbulence autour de leurs troncs. Des arbres qui auraient basculé peuvent provoquer des érosions par courant réfléchi ou bien constituer une amorce d'embâcle. Enfin, les crues violentes qui peuvent affecter les régions méditerranéenne et cévenole ou le Roussillon sont capables de créer de très grosses érosions de berge déstabilisant les arbres même sur des tronçons rectilignes et de les transporter vers les points de débordements, ce qui crée de gros embâcles dans certains rétrécissements ou parfois même contre les arbres du haut de berge. Ce phénomène est sans doute accru par la nature non cohérente des berges de ces régions⁹. Dans les coudes de ces cours d'eau violents, l'enracinement des arbres n'est généralement pas assez profond pour tenir les berges compte tenu de l'importance des fosses d'affouillement pour les grosses crues. Cela explique assez que dans ces régions une crue d'occurrence rare provoque un véritable bouleversement des berges, ce qui n'est pas le cas dans d'autres régions avec des crues plus étalées et/ou de berges plus cohérentes.

La végétation arbustive et arborée a aussi pour effet de ralentir le courant à proximité du sol ce qui limite également l'érosion de la berge et limite aussi l'affouillement potentiel autour des troncs d'arbres adultes.

En considérant maintenant la répartition en volume des racines, celles-ci constituent une véritable armature du sol, et ont un rôle favorable vis à vis du glissement. Des arbres naturellement présents dans une ripisylve comme le frêne, le saule, le peuplier noir, le peuplier blanc et l'aulne sont très efficaces de ce point de vue. Le platane a également un rôle remarquable de tenue des berges. Lorsque ces arbres poussent en haut de la berge, leur enracinement joue un rôle efficace surtout pour des hauteurs de berge ne dépassant pas environ 3 mètres. Au contraire, les résineux (pin sylvestre, épicéa) possèdent un enracinement superficiel qui stabilise très mal les berges. Les plantations d'épicéa en fond de vallée ou les terrains agricoles des zones montagnardes en déprise et gagnés par le pin sylvestre posent bien des problèmes en cas de forte crue. Les peupliers hybrides plantés ont aussi un enracinement superficiel et doivent être absolument déconseillés en bordure de cours d'eau. Les peupleraies plantées au ras des cours d'eau posent aussi bien des problèmes surtout sur les rivières à forte migration. Par contre, des peupleraies écartées de 8 à 10 m au minimum permettent à une ripisylve de s'implanter si elle n'a pas été conservée. Cette solution est bénéfique pour le populticulteur et contribue à la tenue des berges et à l'écologie du cours d'eau.

L'arbre adulte a un poids important. S'il est situé en pied de berge, ce poids joue un rôle favorable pour la stabilité au glissement. Au contraire, en haut du talus il joue un rôle défavorable. S'il glisse avec le talus, il emporte un paquet de terre important et peut provoquer un courant réfléchi qui érode la berge opposée. De plus, les arbres de haute tige au port instable ou dépérissants sont

⁹ La nature sableuse, graveleuse ou caillouteuse des berges de ces cours d'eau (Durance, Gard, Têt ...) est d'ailleurs à rapprocher avec la violence des crues, capables de transporter des matériaux grossiers et qui ont une influence forte sur la morphologie de ces vallées.

susceptibles de basculer par exemple en cas de tempête. Dans ce cas, la berge se trouve entaillée par le basculement de la souche et fragilisée.

On voit donc que selon les cas le rôle d'un arbre peut être positif pour la tenue des berges, ou au contraire négatif (voir figure 11). Ainsi, des arbres tels que les platanes, les frênes, les chênes, les saules ont généralement un rôle largement positif grâce au volume de leur enracinement. A l'opposé, les résineux et surtout le peuplier hybride ont un rôle très négatif, car leur enracinement est superficiel. Enfin, un arbre très couramment rencontré en rivière, l'aulne, a un rôle très largement positif mais peut nécessiter un certain entretien car il pousse en pied de berge. Il est donc facilement contourné en crue, ce qui tend à faire "reculer" la berge si elle est érosive. En outre, le rôle des arbres est très interdépendant de la hauteur de la berge et de sa cohésion.

Bien entendu, les arbres ne constituent pas une protection absolue des berges. Selon leur âge, leur nature, leur position, des crues plus ou moins violentes pourront les déraciner et les emporter. Ainsi, avec les rivières à crues rapides, les arbres sont assez facilement déracinés lors des crues violentes par affouillement dans les coudes. C'est en fait le mécanisme choisi par la nature pour régénérer la ripisylve, en faisant un milieu original et écologiquement intéressant.

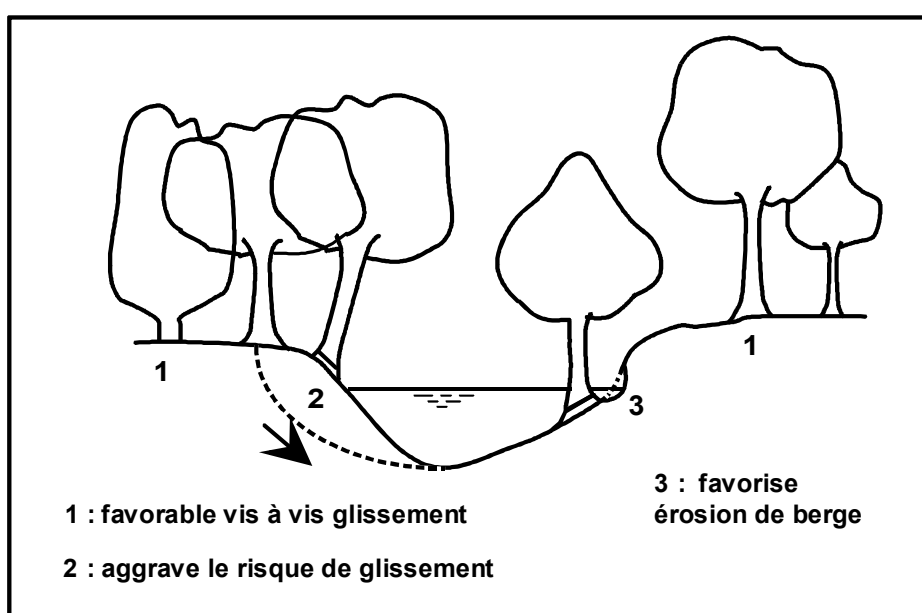


Figure 11 - rôle de l'arbre sur la tenue des berges

Au plan morphologique, la végétation a un rôle important. Lorsque les berges sont végétalisées, le lit est moins large et plus profond et la pente des berges est un peu plus forte. Le lit d'une rivière végétalisée est donc naturellement plus calibré. Il a pu être montré qu'en moyenne l'influence de la végétation est la suivante [47] :

	Berges bien végétalisées	Berges peu végétalisées
Largeur	L	$1,6. L$
Profondeur	H	$0,7.H$

Au total, les arbres ont un rôle complexe, mais globalement ils stabilisent les berges. Il est facile de constater ce rôle bénéfique chaque fois que les berges sont déboisées un peu brutalement. Bien entendu, en ne se limitant pas à la tenue des berges, la présence d'arbres et plus généralement de végétation sur les berges contribue en outre à la diversité biologique du milieu et à son agrément paysager. Elle assure pour la faune les fonctions essentielles d'habitat (aquatique et aérien), d'abri, de nourriture et d'ombrage. Cet aspect est primordial, même s'il n'est pas l'objet central de ce manuel.

6.9 - Indices aidant au diagnostic des causes de dégradation des berges

Si la cause de la déformation est connue ou observable, la conclusion est évidente : c'est le cas de l'érosion amorcée par un passage de bétail, ou provoquée par la chute d'un arbre ou facilitée par l'arrachement de la végétation. C'est le cas du glissement dû à un terrassement dont la pente est trop forte.

La nature de la berge est un indice fort : une berge cohérente (argile, limon) résiste bien à l'érosion mais peut glisser en cas de décrue rapide. Une berge drainante (gravier ou sable grossier sans fines) est pratiquement aussi stable à la décrue que dans les autres situations ; par contre, elle est sensible à l'érosion. La hauteur de berge peut donner une petite indication : si elle est élevée, le risque de glissement est accru, toutes choses égales d'ailleurs, alors que le risque d'érosion est le même.

Un glissement est assez reconnaissable. En premier lieu, une fente parallèle au sommet de berge et éloignée généralement de moins de 1 à 2 mètres est toujours un signe avant coureur. Une fois le glissement produit, un décrochement vertical est visible en haut de la berge, au niveau de la fente, et de nouvelles fentes sont souvent apparues. Les formes dans la loupe de glissement sont discontinues par rapport aux parties en place et cela même si l'érosion par le courant est capable d'emporter tout ou partie des terres glissées... Tout ceci est assez caractéristique.

En fait, la cause d'un glissement est soit ponctuelle, soit généralisée. Ponctuelle, elle n'est pas liée à l'évolution morphologique de la rivière mais à une cause extérieure : terrassement à pente trop raide, surélévation de la berge, affouillement localisé au pied. Généralisée, c'est soit la conséquence d'une évolution morphologique comme l'érosion régressive due à la destruction d'un seuil, soit la conséquence d'une décrue très brutale, ou d'un départ d'embâcle.

L'allure des zones érodées peut grossièrement être confondue avec celle d'une zone ayant glissé puis ayant été complètement "nettoyée" par le courant. Lorsque la forme de la surface à vif est assez régulière en plan, il faut plutôt soupçonner une érosion. Mais des fentes en crête sont au contraire la preuve que ce n'est pas une érosion. La présence d'un banc sur la rive opposée est un indice fort, mais pas une preuve absolue. Enfin si le désordre affecte une partie rectiligne ou convexe, ce n'est normalement pas une érosion.

Plus généralement, l'observation d'un long tronçon est infiniment préférable à la seule observation de la zone incriminée. On pourra par comparaison parvenir à caler les observations. Et surtout, on pourra découvrir des causes généralisées. Si le phénomène est généralisé et affecte aussi bien les berges concaves que rectilignes et même convexes, deux conclusions s'imposent : il s'agit de glissements et la cause est un enfoncement généralisé du fond du lit.

Indice ou circonstance observé	érosion	glissement
Berge haute		*
Berge cohésive		**
Berge drainante	**	
Présence d'un banc en rive opposée	*	
Situation en berge concave	*	
Situation en berge concave et en berge convexe		**
Suppression de seuil, enfoncement généralisé		***
Fente en haut de berge		***
Discontinuité de forme dans le sens amont-aval	*	**
Arbres arrachés, passage de bétail	**	
Courant réfléchi par un arbre tombé	***	

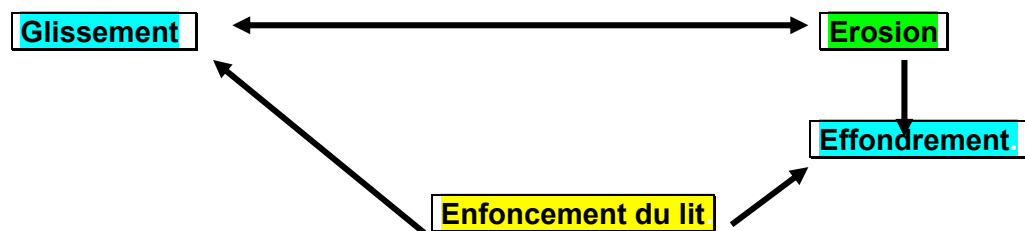
Quelques indices (forts, moyens ou faibles) permettant d'aider au diagnostic : érosion ou glissement. * traduit un simple soupçon (par exemple une berge haute est plus susceptible de glisser qu'une berge basse si tous les autres paramètres sont identiques, mais elle peut aussi être érodée). * est une quasi-certitude (par exemple, une fente traduit à coup sûr une amorce de glissement).**

Comment reconnaître un enfoncement du lit ?

Les traces d'enfoncement du lit sont assez faciles à observer soit au niveau d'ouvrages soit au niveau des bancs et de la végétation. L'observation des ponts, des revêtements de berge, des prises d'eau ou du pied aval des seuils permet très facilement de diagnostiquer un enfoncement, et même parfois de le quantifier. Les bancs de gravier lorsqu'ils présentent une partie verticale en bordure de l'eau sont aussi un indice net. Au niveau des berges, les racines des arbres lorsqu'elles pendent traduisent soit un affouillement localisé, soit un enfoncement généralisé. Il suffit de parcourir un tronçon de rivière assez long pour trancher. Enfin, l'observation du faciès des berges est instructive. Classiquement, on observe de la base vers le sommet une partie de graviers sans fines, surmontée par une couche de graviers emballés dans des limons puis une couche de limons. Lorsque la couche de graviers atteint une épaisseur largement supérieure au mètre, il y a fort à parier qu'un enfoncement s'est produit. Bien sûr, la conjonction de plusieurs indices emportera la certitude. Reste ensuite à diagnostiquer la cause, ce qui permettra de savoir si l'on est en présence d'une érosion régressive due à un enfoncement à l'aval ou progressive due à un déficit en charge solide (cf. chapitre 4, § 1).

6.10 - Conclusion sur la déformation des berges

Il y a trois mécanismes essentiels de déformation des berges : l'érosion, le glissement et l'éboulement. Les matériaux pulvérulents sont plutôt emportés grain par grain. Les matériaux cohérents sont plutôt emportés en masse. L'enfoncement du lit est un important facteur aggravant. Ces divers mécanismes peuvent se succéder de la façon suivante :



Il est donc parfois délicat de démêler la cause initiale d'un désordre et une étude d'ensemble s'impose. Mais une certaine expérience, l'observation d'un large tronçon de cours d'eau et du bon sens le permettent. Par exemple, lorsqu'en plusieurs endroits des dégradations concernent des tronçons rectilignes ou des berges convexes, il en est facilement déduit que le mécanisme de l'érosion n'est pas déclencheur.

Si une intervention s'impose, il est nécessaire avant de l'envisager d'avoir bien compris quel est le mécanisme qui a initié le désordre, car le principe du confortement en dépend. Pour les modes de confortement, nous renvoyons à l'ouvrage [19].

7- SEUILS ET MOUILLES

Après avoir étudié le tracé d'un cours d'eau en plan et en section, il convient d'étudier la troisième dimension, c'est-à-dire le profil en long. L'observation montre que le profil en long des rivières à méandres comporte des irrégularités de grande amplitude :

- des mouilles (zones d'eau profonde) situées dans les extrados des courbes ;
- des seuils plutôt situés aux points d'inflexion entre chaque courbe.

Au droit des seuils, le tirant d'eau étant plus faible que dans les parties voisines, la force tractrice est également plus faible. Les seuils de ce fait résistent bien au courant. En crue, ils provoquent des dépôts et se surélèvent. On rencontre également des alternances seuils-mouilles dans les rivières en tresse, mais sans localisation préférentielle dans les extrados ou dans les points d'inflexion, d'ailleurs peu marqués car les tracés des rivières en tresses sont peu sinueux. Les mouilles se localisent plutôt après la confluence de deux bras

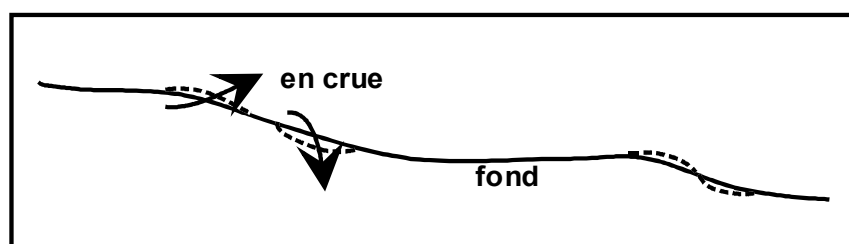


Figure 12- évolution du profil en long

Les mouilles sont d'autant plus profondes que la courbe est prononcée, le point le plus profond de la mouille étant plus à l'aval que le point de courbure maximal ; en crue les mouilles s'approfondissent (voir figure 12) et à la décrue elles se remblaient de matériaux fins. Ensuite, en basses eaux elles deviennent des zones sans vitesse et provoquent la décantation des particules encore plus fines. Les mouilles sont des zones où le courant ralentit et permet le dépôt de matériaux fins. Une observation attentive permet de constater que les fines sont déposées non seulement dans les espaces entre les éléments grossiers mais aussi en petites plages qui tapissent une partie de la face remontante coté aval de la mouille. La première position permet aux fines d'être relativement abritées par les grosses particules. Dans la deuxième position elles sont par contre extrêmement mobiles.

Si l'on veut théoriser un peu sur cette caractéristique du profil en long, disons que l'alternance seuils-mouilles dissipe mieux l'énergie de l'eau qu'un profil parfaitement régulier [12]. Si le profil en long était purement rectiligne, les seules pertes de charge seraient linéaires, et il faudrait un tracé très long pour dissiper assez d'énergie en hautes eaux. Grâce à des seuils naturels, la rivière introduit des pertes de charges singulières qui sont plus efficaces. De plus ces seuils sont en fait des organes mobiles et effaçables qui s'adaptent automatiquement aux variations de débit c'est à dire aux variations d'énergie, alors qu'un profil en long rectiligne n'aurait de marge de manœuvre qu'en changeant de longueur. On constate l'ingéniosité de ce système qui permet de garder un tracé relativement stable et auto-ajustable aux modifications imposées.

Les évolutions décrites ci-dessus, surélévations des seuils en crue, comblement des mouilles à la décrue, sont des réajustements mineurs du cours d'eau pour s'adapter aux variations de débit qui lui sont imposées. Pour une crue exceptionnelle, ce type de réajustement mineur pourra s'avérer insuffisant. Le cours d'eau pourra alors modifier fortement son tracé et/ou son calibre pour dissiper une énergie inhabituelle. On pourra considérer qu'un seuil d'irréversibilité a été franchi, pour une raison naturelle dans cette circonstance. Nous verrons au chapitre 4 des exemples de franchissement d'un seuil d'irréversibilité dus à des aménagements.

En montagne ou en zone de piémont, la création d'un seuil naturel peut s'observer lorsqu'un torrent affluent apporte de gros blocs que la rivière principale arrive à étaler mais non à évacuer, du moins avant l'arrivée d'une grosse crue. Ce seuil entraîne un exhaussement du lit en amont. Cet exemple montre que pour établir un diagnostic, il ne faut pas limiter l'examen d'un cours d'eau au seul lit principal et à un court tronçon.

8 - RÈGLES D'ÉQUILIBRE DES MÉANDRES : ÉQUATIONS DU RÉGIME

On appelle coefficient de sinuosité le rapport entre la longueur d'un tronçon de cours d'eau et la longueur de vallée correspondante. La rivière est dite rectiligne quand ce coefficient est inférieur à 1,05 ; elle est dite sinueuse jusqu'à 1,25 ; très sinueuse jusqu'à 1,5 et méandrique au-delà. Les rivières à berges cohésives sont les plus sinueuses.

De nombreux auteurs ont cherché des corrélations entre la sinuosité des cours d'eau et les autres paramètres géométriques. Le présent paragraphe ne prétend pas résumer leurs travaux.

Dans le cas des rivières à méandres, il a été possible d'établir de manière empirique des corrélations entre les grandeurs moyennes définissant une succession de méandres. Ces relations sont souvent appelées "équations du régime", par référence historique à l'étude des canaux à profil "stable". Soient A l'amplitude, ρ le rayon de courbure, λ la longueur d'onde et L la largeur du lit (figure 13). La largeur du lit est la largeur de plein bord mesurée au niveau de tronçons rectilignes ou des points d'inflexion. Leopold et Wolman (1954) proposent les relations suivantes :

$$\left| \begin{array}{l} 7.L < \lambda < 11.L \\ 2.L < \rho < 3.L \\ A \approx 2,5.\lambda \end{array} \right.$$

Pour une rivière en cours d'étude, il peut être intéressant de vérifier ces ordres de grandeur. Si l'on s'en écarte significativement, c'est sans doute le signe d'un dysfonctionnement du cours d'eau dont il faudra alors diagnostiquer l'origine.

Il n'existe pas de formules équivalentes pour les rivières en tresses¹⁰ dont les tracés et les formes sont nettement plus fluctuantes que ceux des rivières à méandres. L'amplitude et la longueur d'onde n'y auraient d'ailleurs pas grand sens.

Leopold et Wolman considèrent que le lit est à méandres lorsque la pente est inférieure à $i = 0,013.Q^{-0,44}$. Sinon il est en tresses. Pour cette limite, Henderson propose pour cette limite une formule qui introduit la taille des sédiments : $i = 0,50.d^{1,14}Q^{-0,44}$ (relations citées par Lebreton [40]). Les unités sont le m et le m³/s. Lorsque la pente est sensiblement supérieure à la valeur limite donnée par cette formule, le style en tresses est vraisemblablement durable.

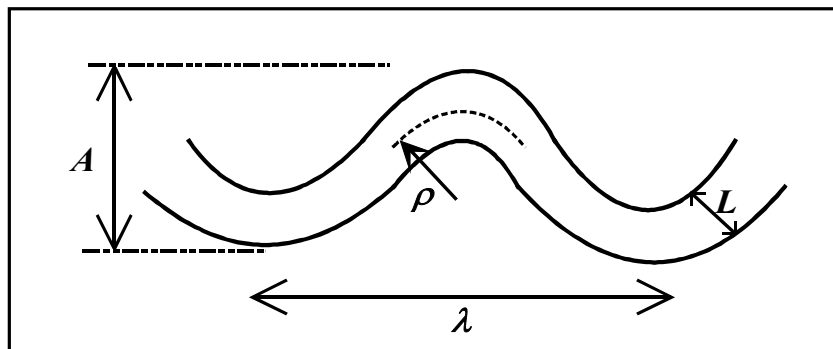


Figure 13- dimensions caractéristiques relatives aux méandres

¹⁰ Dans ce paragraphe, on ne distingue pas les styles en tresse et les styles divagants.