

# Concepts fondamentaux

7

- 8 ■ L'hydromorphologie fluviale :  
les contours d'une discipline
- 9 ■ L'hydrosystème fluvial et la place de  
l'hydromorphologie
- 11 ■ Les principes théoriques de l'équilibre dynamique  
des cours d'eau
- 17 ■ Les deux variables de contrôle majeures (Q et  $Q_s$ ) et  
leur place dans la réponse des rivières à l'échelle  
des bassins versants



# L'hydromorphologie fluviale : les contours d'une discipline

La discipline scientifique que l'on nomme aujourd'hui hydromorphologie fluviale s'intéresse principalement à l'étude :

- des **processus physiques** régissant le fonctionnement des cours d'eau, c'est l'aspect dynamique de la discipline. On parle de « **dynamique fluviale** » ou « **géodynamique fluviale** » ;
- des **formes** qui en résultent : on parle alors de « **morphologie fluviale** ».

Si la Directive Cadre Européenne (DCE) a récemment introduit l'expression « hydromorphologie fluviale », on trouve le plus souvent celle de « géomorphologie fluviale » pour désigner cette science (*fluvial geomorphology* chez les Anglo-Saxons). On trouve aussi parfois le terme tombé en désuétude de « potamologie » (M. Pardé) qui intègre largement les aspects hydrologiques, notamment les crues et inondations.

La DCE inclut aussi dans le terme « hydromorphologie », le fonctionnement du compartiment hydrologique. Cet aspect de l'hydromorphologie ne sera abordé qu'indirectement dans ce manuel, au travers du rôle de l'hydrologie dans les processus géodynamiques. Le rôle « écologique » direct de l'hydrologie et particulièrement de ses altérations (débits réservés, éclusées, modification du régime des crues) mérite un ouvrage entièrement dédié.

**A**ttention. Le terme « **hydrogéomorphologie** » est aujourd'hui utilisé en France de manière restrictive pour désigner une méthode particulière de détermination des zones inondables (Masson *et al.*, 1996), sur la base de caractéristiques topographiques et géomorphologiques du fond de vallée (lit mineur, lit moyen et lit majeur en contrebas de terrasses fluviales non inondables).



La **géomorphologie fluviale** n'a été formalisée comme discipline à part entière que récemment, à la suite des premiers travaux de synthèse réalisés dans les années 1950 aux Etats-Unis notamment. En France, le pionnier fut Jean Tricart avec les études qu'il réalisa sur les manifestations morphologiques de la torrentialité des rivières cévenoles, languedociennes et catalanes suite aux crues de 1957 et 1958. Il initia aussi les études sur la géomorphologie des cours d'eau d'Afrique occidentale, l'ensemble dans la perspective d'un aménagement du territoire respectueux des milieux fluviaux.

Historiquement, on trouve des publications sur les thèmes qu'elle traite dans de nombreuses branches des sciences de la terre : la géographie physique, dont la géomorphologie est une sous-branche, la géologie, la sédimentologie, l'hydraulique, l'hydrologie. En définitive, c'est une science qui se situe à l'intersection entre toutes ces disciplines, auxquelles elle emprunte de nombreux éléments pour les intégrer dans son propre champ d'analyse et sa propre logique d'investigation. Elle a été également intégrée aux approches de l'écologie fluviale dès le début des travaux des PIREN (Programmes Interdisciplinaires de Recherche en ENvironnement) lancés en 1979 par le CNRS et le Ministère de l'Environnement, notamment sur le Rhône, la Garonne, la Plaine d'Alsace puis la Seine.

# L'hydrosystème fluvial et la place de l'hydromorphologie

Il est couramment admis aujourd'hui que les processus physiques régissant la dynamique fluviale, et par conséquent la morphologie des cours d'eau et leur évolution spatio-temporelle, régissent aussi, directement ou indirectement, la dynamique des écosystèmes qui leur sont associés.

Schématiquement, les principaux milieux de fond de vallée qui sont les supports physiques des écosystèmes sont constitués du :

- **lit mineur** qui est la partie du lit en eau pour des débits compris entre le débit d'étiage et le module ;
- **lit moyen** qui est la partie du lit en eau pour des débits compris entre l'étiage et la crue de pleins bords. Cette « **bande active** » (Bravard, 1986), constituée de bancs alluviaux peu ou pas végétalisés, remaniés et rajeunis par des événements hydrologiques de fréquence moyenne à forte (entre la crue annuelle et la crue biennale environ), est souvent considérée comme la zone majeure de stockage temporaire de la charge alluviale de fond en transit à l'échelle des décennies ;

**NB** Pour les hydrauliciens, le lit mineur correspond au lit mineur et au lit moyen des géomorphologues. C'est l'emprise globale de l'écoulement « à pleins bords » et on y applique généralement un coefficient de rugosité unique.

- **lit majeur** (notion hydrologique si l'on considère l'espace de submersion) ou « plaine alluviale » (notion géologique et géomorphologique si l'on considère les corps sédimentaires d'origine alluviale et les formes de surface qui leur sont liées). Le lit majeur est mis en eau lors de crues de fréquence moyenne à rare (on constate souvent que la plaine alluviale holocène, le « Fz » des cartes géologiques, correspond sensiblement à l'emprise de la crue de période de retour centennale. Au sein du lit majeur, il est souvent possible, pour des cours d'eau de rang supérieur, de distinguer des unités spatiales constituées de formes relictuelles, témoins et indices de l'activité dynamique passée du cours d'eau, tels que les bras morts plus ou moins reliés au lit vif actuel, les marais (anciens bras morts comblés), etc.

L'ensemble de ces unités spatiales, généralement interconnectées (par le réseau hydraulique de surface ou par l'écoulement souterrain) et dont l'origine, la structure et l'évolution sont intimement liées à la dynamique fluviale passée ou actuelle, peuvent être interprétées comme les éléments d'un système plus complexe : **l'hydrosystème fluvial** (Roux, 1982 ; Amoros *et al.*, 1987, voir figure 3).

Figure 1

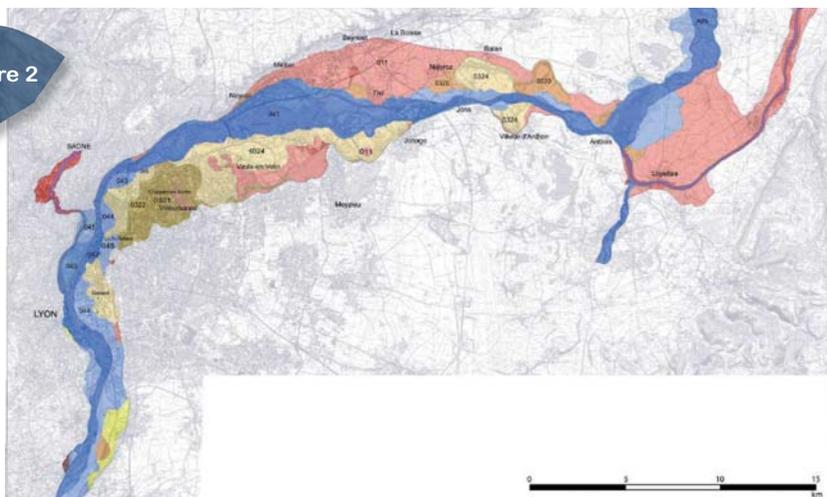


Les lits mineur, moyen et majeur dans l'hydrosystème fluvial (le Yukon, Alaska, source : USGS. Tous droits réservés). Noter les bras morts au sein de la plaine alluviale, qui peuvent véhiculer une partie des débits de crue.

Les auteurs de ce concept, élaboré et testé sur le Rhône, indiquent qu'il est particulièrement adapté aux grands cours d'eau, ou tout au moins à ceux disposant d'une plaine alluviale suffisamment vaste pour permettre la création de la mosaïque d'unités géomorphologiques et d'écosystèmes cités plus haut, notamment les sous-systèmes du lit majeur.

Par exemple, la figure 2 représente la plaine alluviale du Rhône entre la sortie du Jura méridional et Givors, dans les limites des alluvions holocènes Fz de la carte géologique (Bravard *et al.*, 2008).

Figure 2



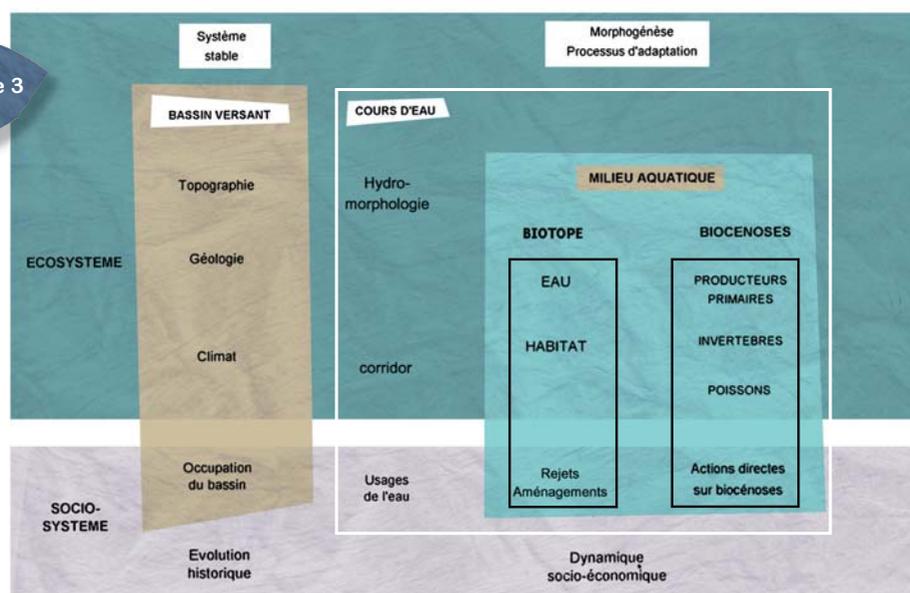
Fond SCAN 25®. © IGN 2010

Les unités spatiales de la plaine alluviale du Rhône dans la région lyonnaise, délimitées en fonction de leur origine génétique à l'époque holocène (Bravard *et al.*, 2008).

Sur la figure ci-dessus, trois couleurs dominent :

- la couleur rose représente des secteurs dont les alluvions ont été mises en place dans la première moitié de l'Holocène. Ils ont été soustraits à l'inondation par un exhaussement relatif dû à l'incision du lit fluvial qui peut être due à des causes endogènes (bilan sédimentaire caractérisé par un déficit de charge solide et à une érosion du fond, voir infra) et/ou au soulèvement tectonique à proximité de la chaîne alpino-jurassienne. Ces secteurs sont donc « sortis » du lit majeur tout en faisant partie de la plaine alluviale ;
- les couleurs bistre et beige correspondent à des secteurs à aléa d'inondation faible à fort, façonnés entre le milieu de l'Holocène et la fin du Moyen Âge par un Rhône à méandres ou à tresses, selon les époques ;
- la couleur bleue correspond à la bande active façonnée entre le XIV<sup>e</sup> siècle et le XIX<sup>e</sup> par le Rhône qui déposait sa charge grossière et adoptait un style fluvial à tresses. Cette unité, autrefois inondée pour de faibles débits, est aujourd'hui souvent endiguée et relativement protégée.

Figure 3



Les compartiments de l'hydrosystème (d'après P. Paris).

# Les principes théoriques de l'équilibre dynamique des cours d'eau

Dans des conditions naturelles relativement constantes, les rivières tendent à établir une combinaison « dynamiquement stable » entre deux types de variables (Schum, 1977) :

■ des **variables de « contrôle »** (ou variables « extrinsèques »), comme le débit liquide et la charge solide, qui jouent à l'échelle du bassin versant. Elles-mêmes sous l'influence du climat et de la couverture végétale (qui conditionne l'écoulement de surface et protège les versants de l'érosion), ces variables fluctuent à différents pas de temps et dans différents compartiments spatiaux du bassin versant. **Les variables de contrôle s'imposent directement à la rivière et contrôlent son évolution physique ;**

■ des **variables de « réponse »** ou variables « intrinsèques », jouent à l'échelle du tronçon de cours d'eau ; il s'agit, entre autres, de la largeur, de la sinuosité et de la pente locale. Les variables de réponse **permettent à la rivière de s'ajuster aux mutations des variables de contrôle**, lorsque celles-ci se produisent (changement climatique, modification importante et durable de la couverture végétale etc.).

Parmi les variables de contrôle, deux sont fondamentales et régissent en grande partie la dynamique fluviale :

- le **débit liquide** (noté **Q**) qui, couplé à la pente, donne au cours d'eau sa puissance<sup>1</sup> ;
- le **débit solide** (**Qs**), particulièrement la charge alluviale de fond composée de sédiments grossiers.

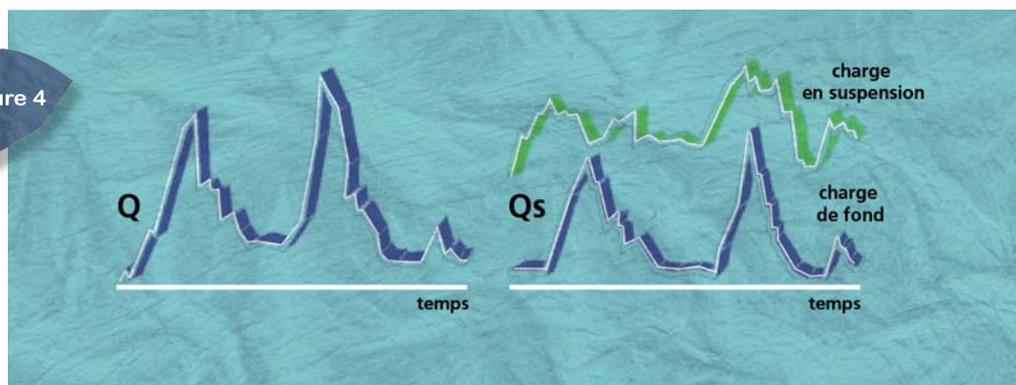


Figure 4

Les deux principales variables de contrôle de la dynamique fluviale (d'après Thorne, 1997).

Les fluctuations spatio-temporelles de la variable « débit liquide » et de la variable « charge de fond » sont en général en phase si l'on prend l'échelle séculaire ou multi-séculaire. A une échelle de temps plus fine, les choses sont plus complexes : une crise hydro-climatique peut produire de forts écoulements responsables d'ajustements morphologiques à l'échelle de tronçons fluviaux. La « descente » vers l'aval de la « vague sédimentaire » due à la production de sédiments grossiers par les versants, ou l'érosion de dépôts de fond de vallée à l'amont, est en principe décalée dans le temps, son temps de transit étant plus lent (de l'ordre de quelques centaines de mètres par an).

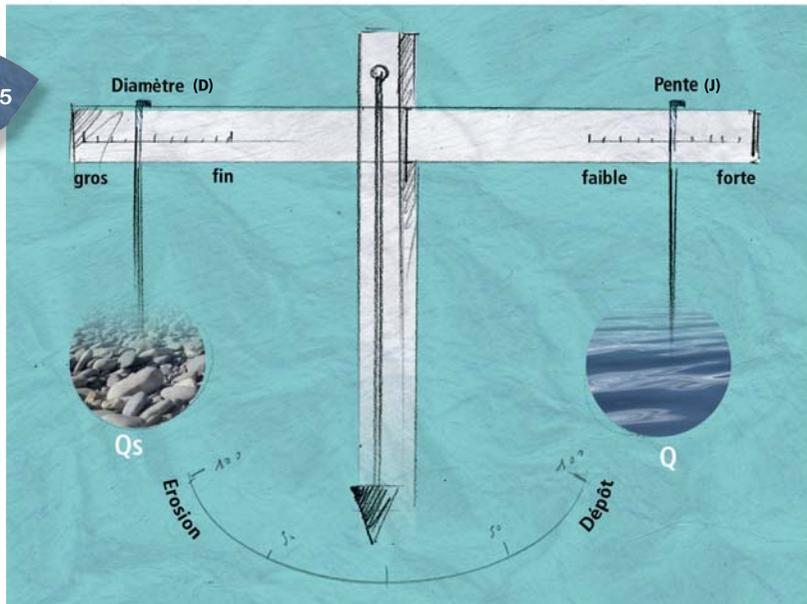
<sup>1</sup>La puissance est le produit pente x débit x poids volumique de l'eau. Elle est fonction des conditions hydrologiques et de la morphologie générale (pente et forme de la vallée) et locale (style fluvial) du cours d'eau. Sa variabilité est donc à la fois spatiale (morphologie différente selon les tronçons de rivière) et temporelle (notamment sur le court terme par le biais des crues).

- La puissance brute ( $\Omega$ ) est calculée comme suit :  $\Omega = \gamma QJ$  (en watt/m),

- la puissance spécifique ( $\omega$ ) est calculée comme suit :  $\omega = \Omega/l$  (en watt/m<sup>2</sup>)

où  $\gamma$  est le poids volumique de l'eau (9810 N/m<sup>3</sup>),  $Q$  le débit (m<sup>3</sup>/s),  $J$  la pente de la ligne d'énergie en m/m,  $l$  la largeur du lit pour le débit utilisé (m).

Figure 5



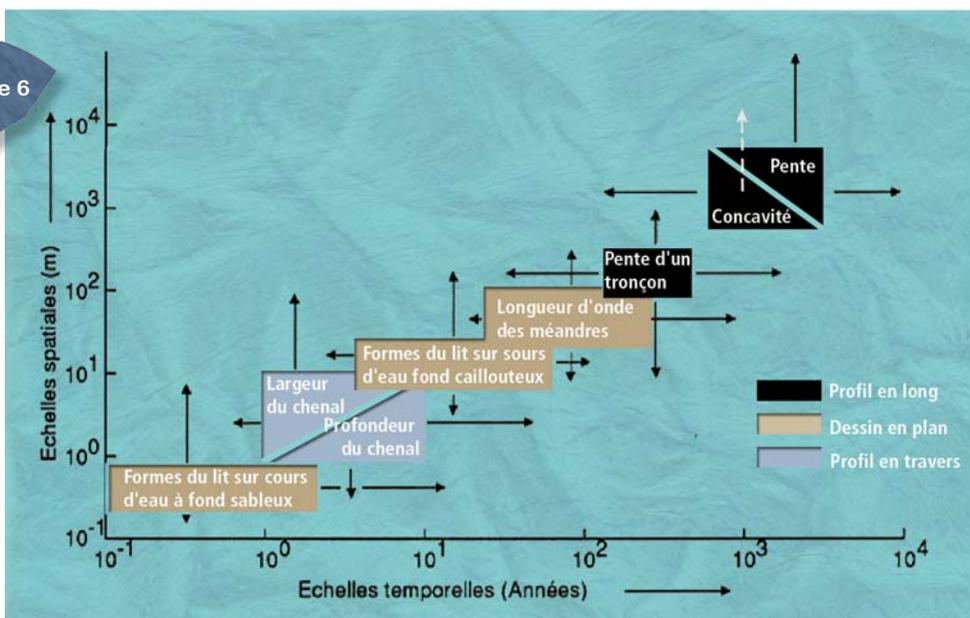
La « balance de Lane » et le principe de l'équilibre dynamique (d'après Lane, 1955).

Le schéma de Lane (1955) montre que toute rivière cherche son équilibre entre la charge alluviale imposée (caractérisée par son volume ( $Q_s$ ) et sa granulométrie ( $D$ )) et le débit liquide ( $Q$ ), qui, couplé à la pente ( $J$ ), fournit l'énergie capable de l'évacuer.

De manière très simplifiée, le principe de la dynamique fluviale peut donc être représenté comme l'oscillation permanente de l'aiguille d'une balance dont l'un des plateaux serait rempli de sédiments grossiers (variable  $Q_s$ ), et l'autre d'eau (variable  $Q$ ). Les quantités respectives et les rapports de ces deux éléments étant extrêmement fluctuants (à l'échelle de la journée, de l'année, du millier d'années), il s'ensuit un **ajustement permanent de la morphologie du cours d'eau, autour de conditions moyennes, par le biais des processus d'érosion-dépôt.**

Aux oscillations de faible ampleur et de courte durée correspondent des ajustements mineurs à l'échelle des formes du lit (macroformes du lit, largeur et profondeur du chenal, dimensions des méandres par exemple). Aux oscillations majeures, de longue durée, correspondent des ajustements qui affectent en profondeur la morphologie et les processus à l'échelle de tronçons parfois très étendus (tracé en plan ou style fluvial, pente) (figure 6).

Figure 6



Echelles temporelles de l'ajustement des différentes composantes géomorphologiques du chenal. Les longueurs présentées en ordonnées sont indicatives et s'appliquent plutôt aux cours d'eau de la zone tempérée (d'après Knighton, 1984).

D'autres variables de contrôle interviennent à divers degrés dans les processus géodynamiques et les formes qui en résultent, nous pouvons en citer trois ensembles :

■ la pente et la géométrie de la vallée, façonnées depuis des centaines de milliers d'années, parfois davantage.

La morphologie des fonds de vallée dépend des conditions de leur genèse :

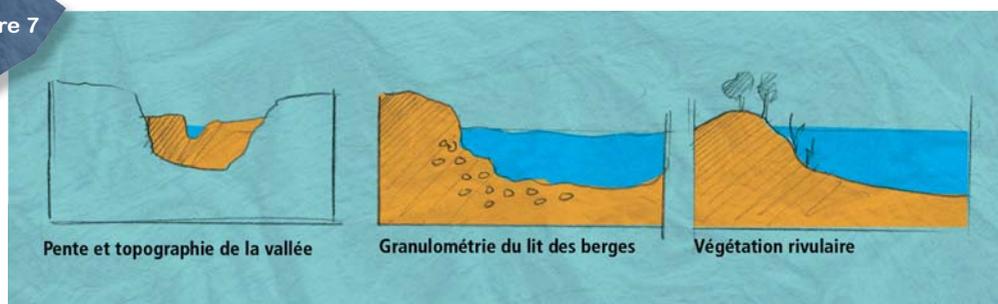
- vallées en gorges approfondies progressivement par incision du talweg dans la roche dure (canyons calcaires), comme dans les Causses et en Provence,
- vallées en V ouvertes dans les roches cristallines et métamorphiques des massifs anciens comme les Vosges, le Massif Central,
- larges fossés tectoniques à fond plat et subsidence parfois encore active, comme dans le fossé alsacien, les Limagnes de Loire et d'Allier ou encore la plaine de la Saône au sud de Dijon,
- vallées glaciaires rétrécies par des « verrous » et surcreusées en « ombilics » (remblayés par des sédiments fins après la fusion de la langue glaciaire), comme dans les Alpes et les Pyrénées,
- fonds de vallée déblayés dans les terrasses périglaciaires de la France des plaines et des plateaux ou dans les terrasses fluvioglaciaires à l'aval des massifs montagneux englacés à plusieurs reprises au Quaternaire. La surrection tectonique et l'adaptation sur la longue durée à des conditions de charge et de débit caractéristiques des « interglaciaires », ont permis l'emboîtement des formes, avec des terrasses conservées sur les bas de versants. On trouve ces types notamment dans le Bassin parisien et le Bassin aquitain,
- fonds de vallée affectés par un creusement lié à la régression marine de période froide et remblayés par la remontée « eustatique » acquise vers 6000 BP après que s'est fait sentir l'effet du réchauffement climatique sur le niveau marin global. Les plus beaux exemples sont les estuaires de la Seine, de la Loire et de la Gironde ;

■ les caractéristiques sédimentologiques du fond du lit et des berges, qui conditionnent leur érodabilité et qui sont elles aussi liées à l'histoire géologique de la vallée. Le remblaiement du fond de vallée, lorsqu'il existe, peut être composé :

- de matériaux grossiers abandonnés lors des glaciations, de blocs descendus des versants par gravité, d'un matériel fluviatile de granulométrie grossière transporté dans des périodes où l'écoulement avait plus de compétence (par exemple lors des phases de crise hydro-climatique survenues à l'Holocène). De tels fonds de vallée se rencontrent dans les massifs montagneux ou sur les piémonts. Ils sont caractérisés par une granulométrie qui excède la compétence actuelle de la rivière et par des pentes fortes qui étaient ajustées au transit de ce type de charge abondante et grossière,
- de matériaux fins, argiles et limons, transportés par des cours d'eau à moindre compétence. Ces matériaux plutôt cohésifs peuvent se traduire par une relative résistance à l'érosion latérale lorsque le cours d'eau les traverse,
- de matériaux mixtes, qui sont généralement facilement érodables ;

■ la végétation des berges, qui est une variable « vivante » et par conséquent beaucoup plus fluctuante que les deux précédentes (elle dépend notamment des changements climatiques et des actions anthropiques). Les arbres, les arbustes et certaines espèces de plantes herbacées sont capables d'assurer, grâce à leur système racinaire, une relative protection des berges vis-à-vis de l'érosion. Ces processus sont largement fonction de la structure des dépôts de la berge (épaisseur du limon de recouvrement sur le gravier).

Figure 7



Les variables de contrôle secondaires de la dynamique fluviale (d'après Thorne, 1997).

On admet que tout cours d'eau dispose d'une gamme assez large de **variables de réponse**, pour modeler sa morphologie en fonction des fluctuations des débits liquides et solides et des évolutions éventuelles des autres variables de contrôle.

Parmi ces variables de réponse, on trouve notamment :

- la largeur du lit à pleins bords ;
- la profondeur moyenne à pleins bords ;
- la pente moyenne du lit ;
- la sinuosité.

On dit alors que les rivières naturelles sont en « équilibre dynamique » ou en « quasi-équilibre » (selon l'échelle de temps choisie pour analyser ce phénomène) et qu'elles ajustent continuellement leur largeur, leur pente, leur sinuosité, etc., au gré des fluctuations à court terme des variables de contrôle. La notion d'« équilibre dynamique » signifie donc non pas une absence de modification des caractéristiques physiques du cours d'eau sur la période considérée, mais au contraire un ajustement permanent autour de conditions moyennes.

**La démarche fondamentale que doit suivre un bon diagnostic hydromorphologique est donc d'identifier le seuil à partir duquel ces oscillations et les modifications géométriques qui les traduisent ne sont plus liées au processus d'équilibre mais deviennent des indicateurs de dysfonctionnement.**

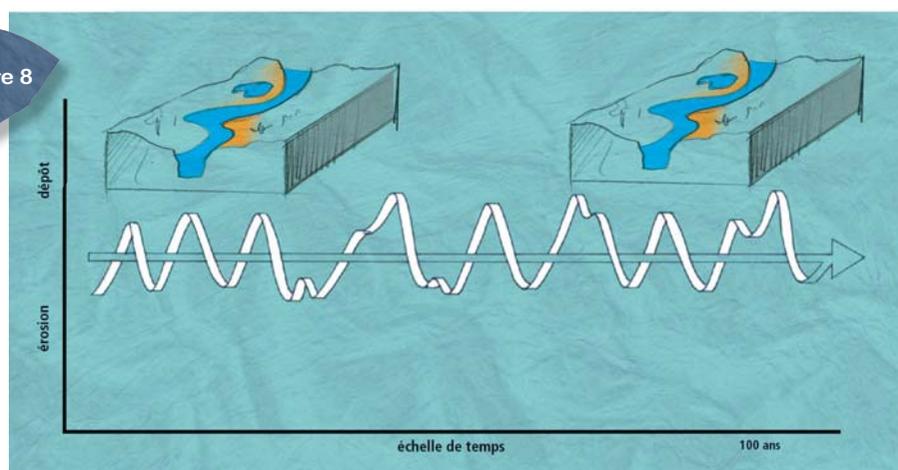
Dans la réalité, le débit liquide et le débit solide ne sont pas les seuls paramètres impliqués dans la mise en action des processus d'ajustement. Ainsi toute modification, même naturelle, de l'une des variables de réponse est en théorie susceptible d'entraîner, par un processus complexe d'interactions et de rétroactions, une mutation de tout ou partie du système.

C'est ainsi, par exemple, qu'un recoupement (naturel ou artificiel) de méandre augmente la pente locale de la rivière et provoque en retour une accentuation des érosions de berge à l'amont et à l'aval, jusqu'à ce que l'accroissement de la sinuosité qui en résulte ait rétabli la pente primitive. On reste dans une logique d'équilibre dynamique.

En revanche, l'extraction de granulats en lit mineur peut entraîner des modifications durables des processus d'érosion et de dépôt : une fosse d'extraction provoque en effet un soutirage de matériaux du fond à son amont (puisque la pente augmente localement) et une érosion à son aval puisque les matériaux en provenance de l'amont sont piégés dans la fosse et que, de ce fait, le cours d'eau possède un surcroît d'énergie nette qu'il dissipe en creusant son lit. L'abaissement du lit sur un tronçon d'une longueur plus ou moins importante est cependant réversible si les extractions sont arrêtées et si le flux sédimentaire en provenance de l'amont est capable de restaurer le fonctionnement primitif.

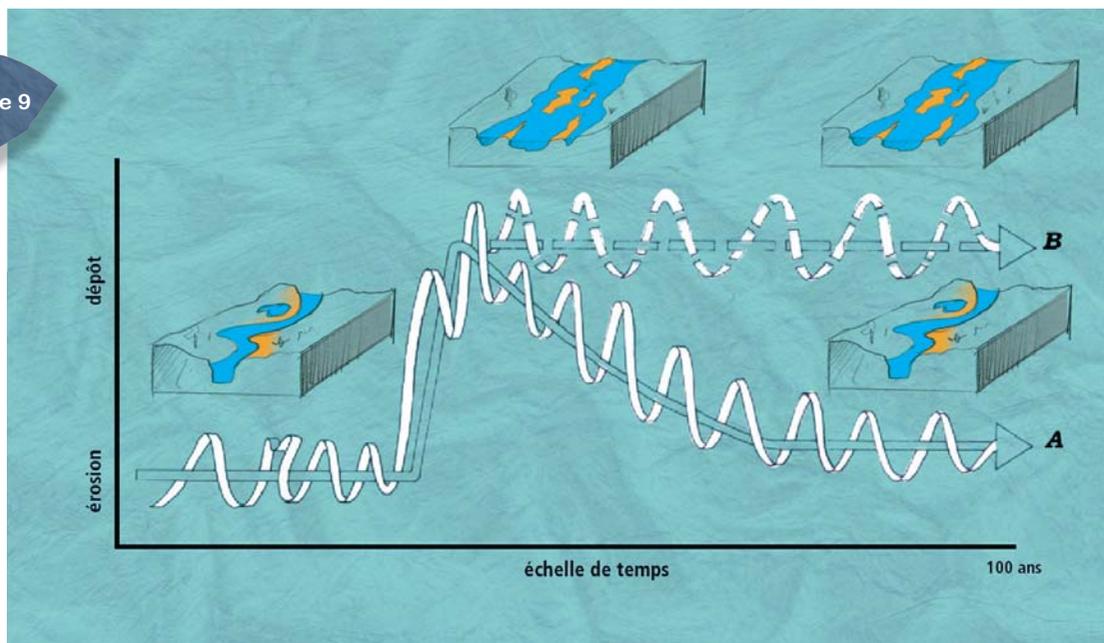
La morphologie d'un cours d'eau, ou en simplifiant, son « style fluvial », peut donc varier dans l'espace mais aussi dans le temps en fonction des modifications de  $Q$  et  $Q_s$ . Si ces modifications sont de faible ampleur (simples oscillations autour de valeurs moyennes) le style fluvial d'équilibre reste sensiblement le même, en tout cas sur le court terme (50 ans, siècle..., figure 8).

Figure 8



*L'équilibre dynamique avec de faibles modifications morphologiques. Les oscillations verticales reprennent celles de l'aiguille de la « balance de Lane ». Les dessins présentent leur traduction morphologique théorique (d'après Sear, 1996).*

Figure 9

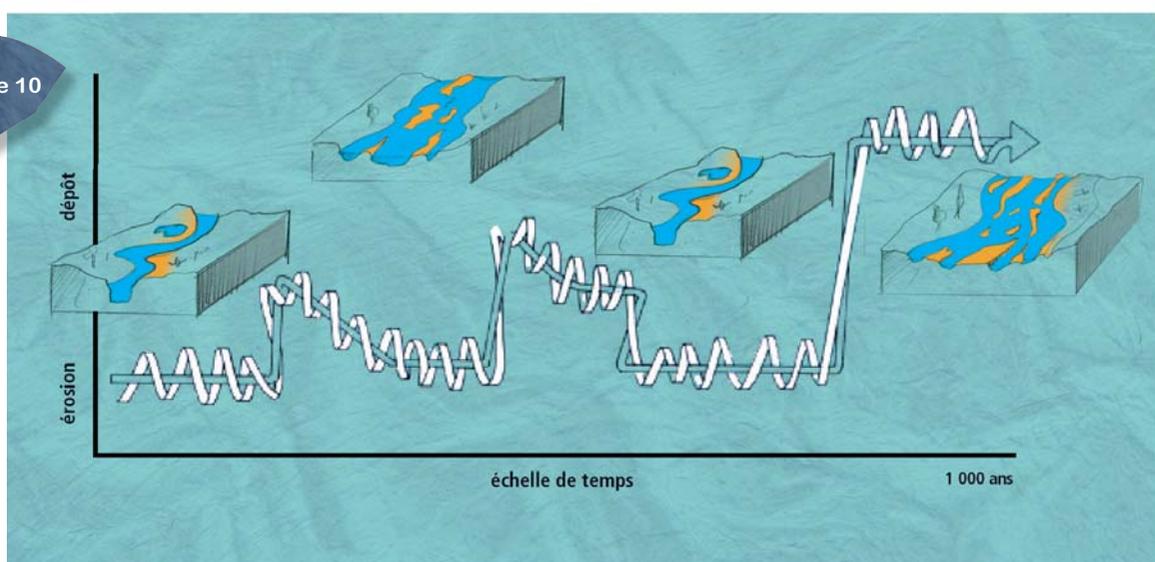


Evolution temporaire (A) et plus durable (B) (d'après Sear, 1996).

Si le changement est fort mais relativement peu durable (par exemple, événement climatique localisé qui aurait apporté un gros volume d'alluvions), le cours d'eau s'oriente quelque temps vers une nouvelle morphologie caractérisée par des variables différentes de celles de l'état d'équilibre, puis revient progressivement à son style antérieur (figure 9A).

Si ces modifications sont durables, par exemple du fait d'une forte réduction de la charge solide en raison de changements climatiques majeurs ou d'interventions anthropiques lourdes (barrages par exemple), le style fluvial peut lui aussi changer de manière durable et n'évoluer ensuite que modérément autour d'une **nouvelle forme d'équilibre**. On parle alors de « **métamorphose fluviale** » (figure 9B, figure 11).

Figure 10



Evolution d'un cours d'eau sur le moyen-long terme (d'après Sear, 1996).

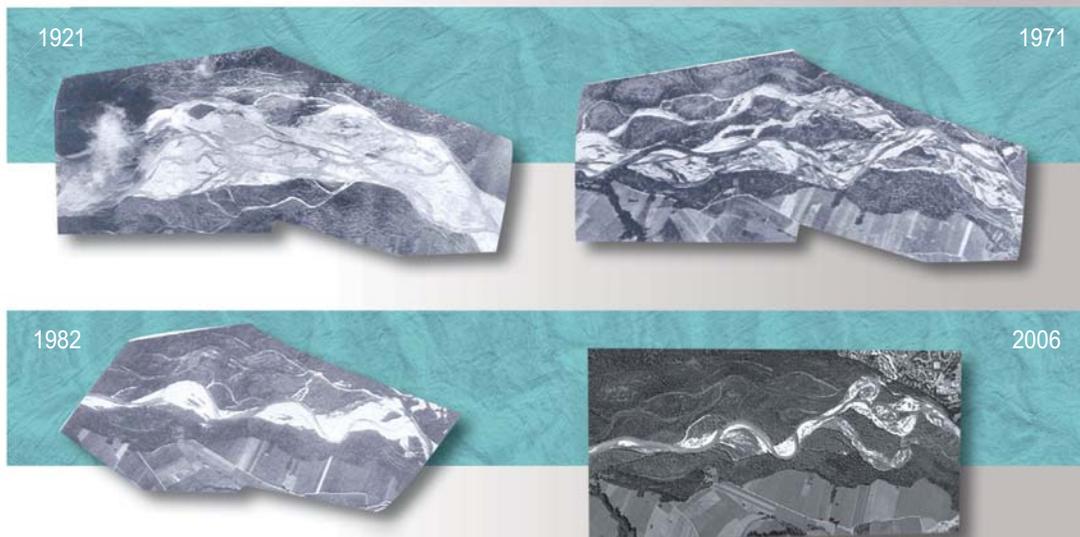
Sur le long terme, les modifications et les changements de style (métamorphoses fluviales) peuvent être assez fréquents en fonction des fluctuations de  $Q$  et  $Q_s$  ou des perturbations externes majeures (oscillation du niveau marin, mouvements tectoniques, aménagements « lourds », etc.).



Un exemple particulièrement didactique de métamorphose fluviale d'origine anthropique est celle de l'Isar dans la plaine de Geretsried (Bavière, Allemagne), au cours du XX<sup>e</sup> siècle.

Suite à la construction de barrages hydroélectriques sur son cours amont à la fin des années 50, la rivière, dont le lit de tressage s'étendait sur une largeur de près de 600 m, s'est rapidement incisée et transformée en une rivière à chenal unique de moins de 100 m de large. Le style fluvial peut être actuellement qualifié de « divagant » ou « vagabond » (*wandering*). Le lit glisse latéralement sur ses alluvions grossières héritées de la phase pré-barrage. Noter que l'ancienne zone de tressage porte aujourd'hui une belle forêt alluviale.

Figure 11



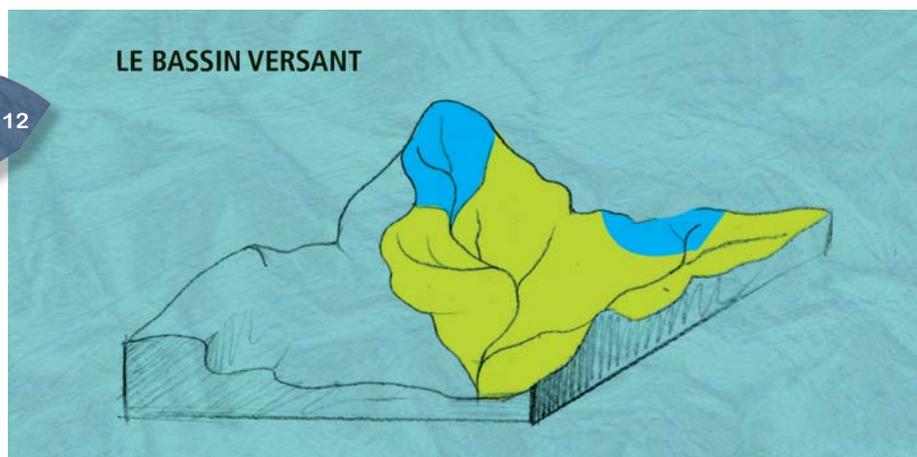
La métamorphose fluviale de l'Isar à Geretsried suite à la construction de barrages hydroélectriques à l'amont du secteur représenté (Wagner et Wagner (2002) et Google Earth (pour 2006)).



# Les deux variables de contrôle majeures (Q et Qs) et leur place dans la réponse des rivières à l'échelle des bassins versants

C'est à l'échelle du bassin versant (noté BV par la suite) que s'expriment concrètement les deux variables de contrôle majeures de la dynamique fluviale que sont le débit liquide et le débit solide (charge de fond principalement). Elles sont sous la dépendance des événements météorologiques et de l'état des bassins, qui conditionnent la genèse et la transmission des flux d'eau et de matière.

Figure 12



*Un bassin versant et ses sous-bassins : un dispositif topographique et un réseau hydrographique qui véhiculent des flux d'eau et de matière.*

## Le débit liquide

Les précipitations tombent sur la surface réceptrice que l'on nomme bassin versant avec une fréquence, une intensité et une durée qui dépendent des types de climat et des conditions météorologiques. Elles ruissellent de manière plus ou moins intense et rapide selon la nature des roches et des sols, et selon celle du couvert végétal (forêt, prairie, cultures labourées...). A l'exutoire de chaque bassin versant élémentaire (un bassin versant se rapporte toujours à un point précis de la topographie et du réseau hydrographique en particulier), puis du bassin le plus grand, s'écoule un débit liquide (Q) qui est le volume d'eau sortant de ce bassin par unité de temps (en  $m^3/s$ ,  $m^3/j$ ,  $m^3/an$ ).

Sur un substratum ou un sol imperméable (roches métamorphiques, argile et marnes, zones urbanisées), le ruissellement prend le pas sur l'infiltration : une même pluie engendre donc plus de débit à l'exutoire du bassin versant que si elle tombait sur un sol perméable (sous-sol calcaire ou sableux par exemple, épais sol humifère). De même, un sol présentant les mêmes caractéristiques de perméabilité est plus ruisselant s'il est mis en culture que s'il est couvert de forêts ou de prairies.

De nombreux manuels d'hydrologie existent, auxquels nous renvoyons le lecteur cherchant une information plus détaillée sur le débit liquide et sa genèse (par exemple Cosandey et Robinson, 2000 ; Musy et Higy, 2004).

