



Éléments d'hydromorphologie fluviale

Jean-René Malavoi et Jean-Paul Bravard



L'office national de l'eau et des milieux aquatiques

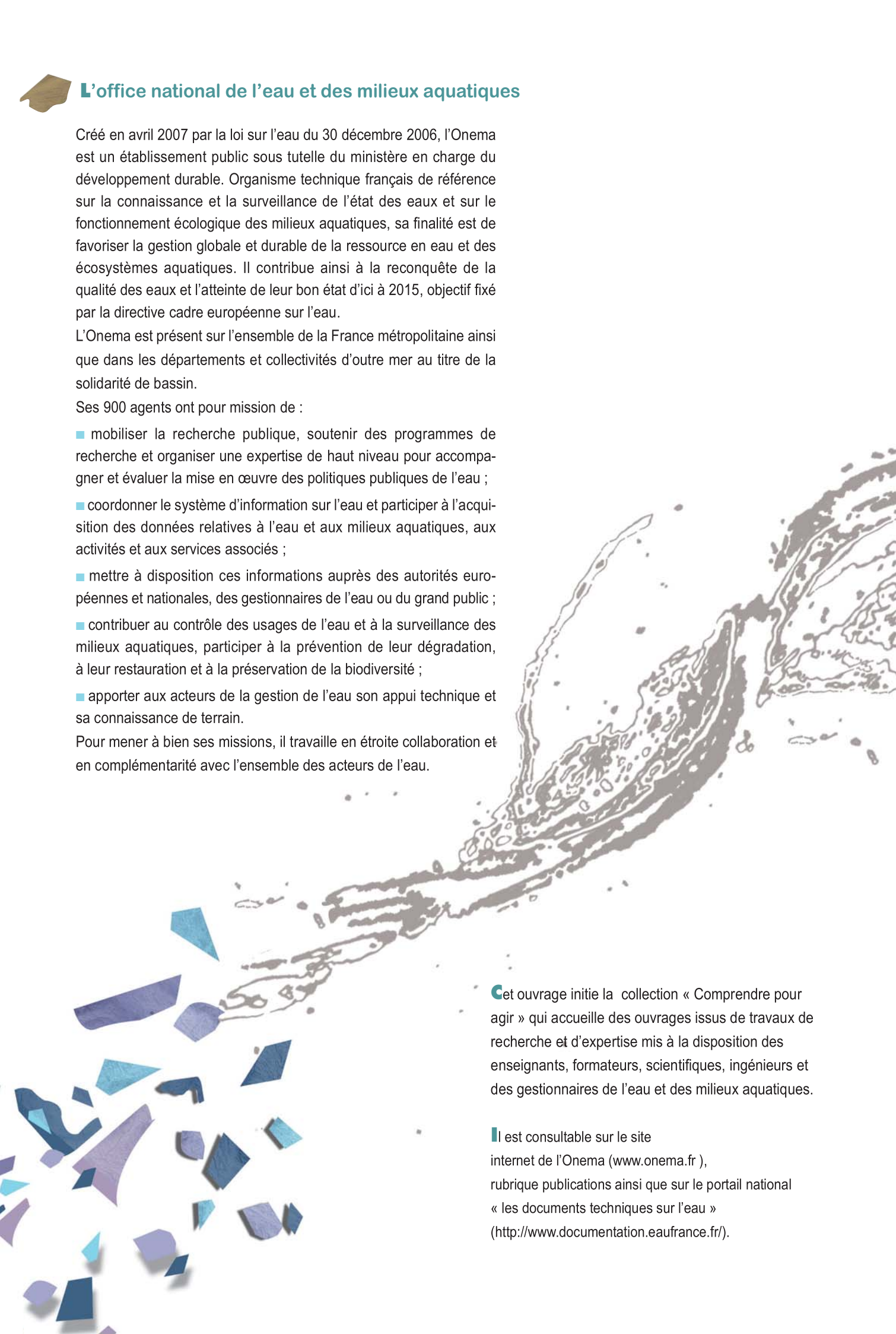
Créé en avril 2007 par la loi sur l'eau du 30 décembre 2006, l'Onema est un établissement public sous tutelle du ministère en charge du développement durable. Organisme technique français de référence sur la connaissance et la surveillance de l'état des eaux et sur le fonctionnement écologique des milieux aquatiques, sa finalité est de favoriser la gestion globale et durable de la ressource en eau et des écosystèmes aquatiques. Il contribue ainsi à la reconquête de la qualité des eaux et l'atteinte de leur bon état d'ici à 2015, objectif fixé par la directive cadre européenne sur l'eau.

L'Onema est présent sur l'ensemble de la France métropolitaine ainsi que dans les départements et collectivités d'outre mer au titre de la solidarité de bassin.

Ses 900 agents ont pour mission de :

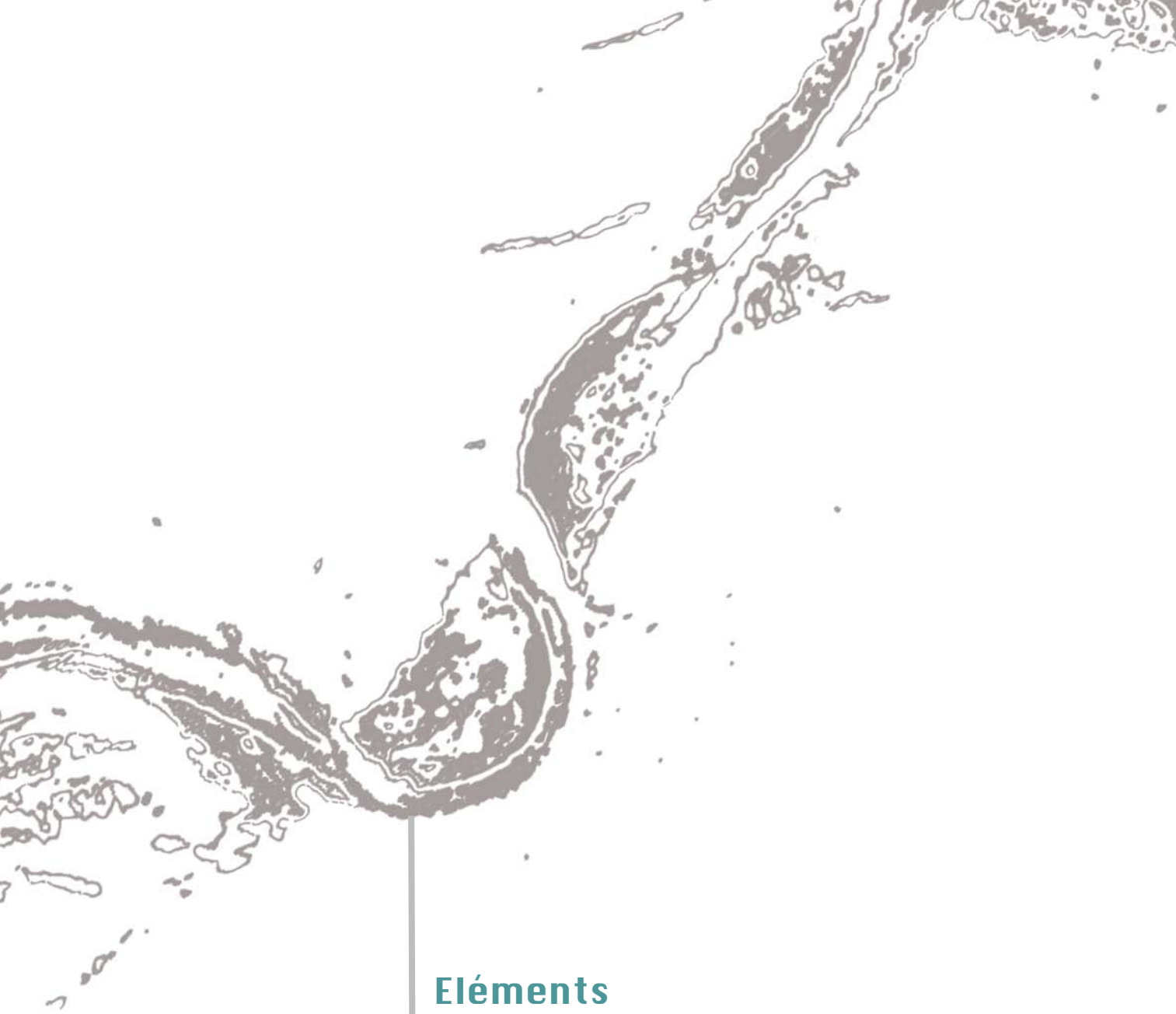
- mobiliser la recherche publique, soutenir des programmes de recherche et organiser une expertise de haut niveau pour accompagner et évaluer la mise en œuvre des politiques publiques de l'eau ;
- coordonner le système d'information sur l'eau et participer à l'acquisition des données relatives à l'eau et aux milieux aquatiques, aux activités et aux services associés ;
- mettre à disposition ces informations auprès des autorités européennes et nationales, des gestionnaires de l'eau ou du grand public ;
- contribuer au contrôle des usages de l'eau et à la surveillance des milieux aquatiques, participer à la prévention de leur dégradation, à leur restauration et à la préservation de la biodiversité ;
- apporter aux acteurs de la gestion de l'eau son appui technique et sa connaissance de terrain.

Pour mener à bien ses missions, il travaille en étroite collaboration et en complémentarité avec l'ensemble des acteurs de l'eau.



Cet ouvrage initie la collection « Comprendre pour agir » qui accueille des ouvrages issus de travaux de recherche et d'expertise mis à la disposition des enseignants, formateurs, scientifiques, ingénieurs et des gestionnaires de l'eau et des milieux aquatiques.

Il est consultable sur le site internet de l'Onema (www.onema.fr), rubrique publications ainsi que sur le portail national « les documents techniques sur l'eau » (<http://www.documentation.eaufrance.fr/>).



Éléments d'hydromorphologie fluviale



Jean-René Malavoi et Jean-Paul Bravard

P r é f a c e



Dans le cadre de la mise en œuvre de la directive cadre européenne sur l'eau (DCE), une évaluation de l'état écologique des cours d'eau français a été réalisée fin 2004 par les agences de l'eau et les services de l'État. Cet état des lieux a permis, dans chaque district hydrographique, de procéder à une caractérisation initiale des masses d'eau superficielles et souterraines et d'identifier, pour chacune d'elles, les facteurs qui posent problème pour atteindre le bon état écologique en 2015.

Il ressort que plus de 50 % des masses d'eau de surface risquent de ne pas atteindre ce bon état en raison, notamment, d'un mauvais fonctionnement hydromorphologique. Les travaux de canalisation et d'aménagement des berges des cours d'eau entrepris depuis la seconde moitié du XX^e siècle sont en grande partie à l'origine de ce dysfonctionnement.

Il est clairement établi aujourd'hui que le bon fonctionnement écologique des cours d'eau et de leurs corridors passe par la préservation des processus géodynamiques naturels et des caractéristiques géomorphologiques qui en résultent.

L'hydromorphologie fluviale est donc devenue depuis quelques années une discipline scientifique utile pour guider les orientations de gestion et de restauration des cours d'eau.

A l'intersection entre de nombreuses branches des sciences de la terre (géographie physique, géologie, sédimentologie, hydraulique, hydrologie), cette discipline leur emprunte de nombreux éléments pour les intégrer dans son propre champ d'analyse. Elle a été également associée depuis plus de 30 ans aux approches pluridisciplinaires de l'écologie fluviale, notamment dans le cadre des programmes interdisciplinaires de recherche en environnement (PIREN).

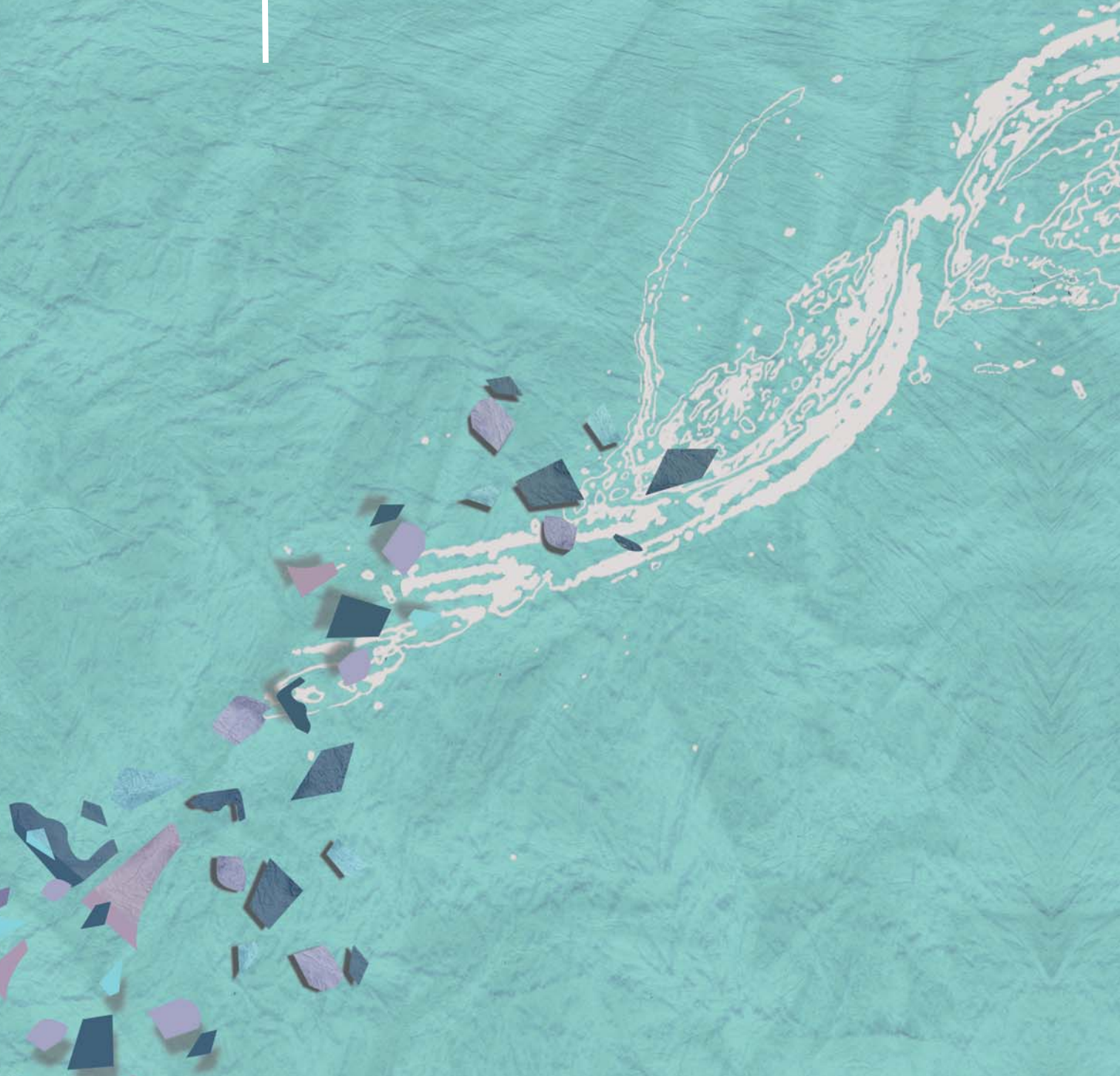
Pour l'Onema, organisme technique national de référence au service de la reconquête du bon état des eaux et des milieux aquatiques, l'hydromorphologie fluviale est un domaine fondamental et indispensable à l'appui que nous apportons aux politiques publiques.

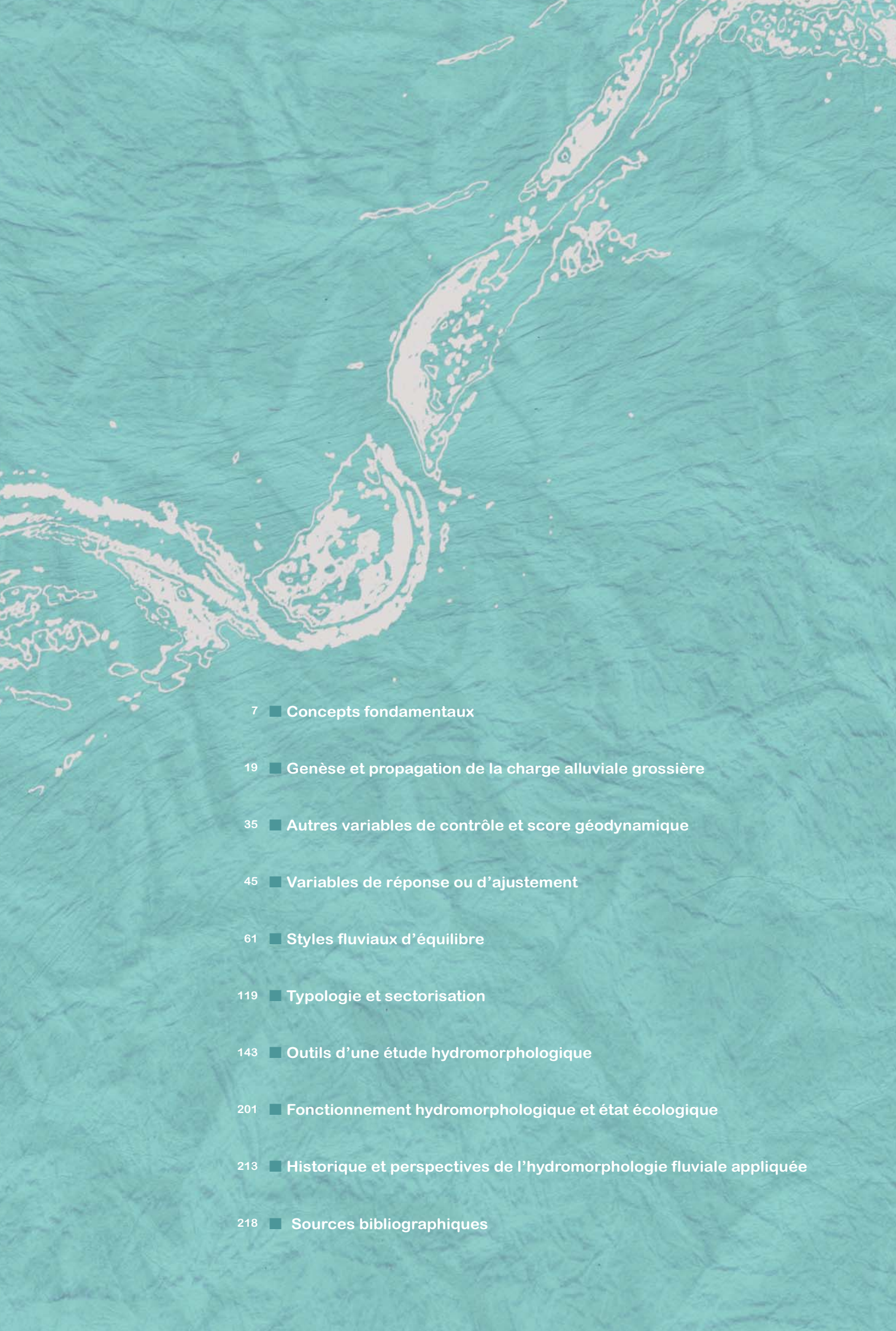
Mobiliser les connaissances scientifiques et techniques du meilleur niveau, renforcer les capacités d'expertise et mettre ces savoirs à disposition de l'ensemble des acteurs de l'eau sous des formes adaptées, sont une obligation pour satisfaire au calendrier opérationnel exigeant la mise en œuvre de la directive cadre européenne sur l'eau. Cet ouvrage y contribue très largement.

« Eléments d'hydromorphologie fluviale » intéressera sans aucun doute les enseignants, les étudiants, les formateurs... Il apportera aussi aux gestionnaires et aux bureaux d'études, des méthodes d'analyse et des principes de gestion des cours d'eau.

Patrick Lavarde,
Directeur général de l'Onema

Sommaire





7	■ Concepts fondamentaux
19	■ Genèse et propagation de la charge alluviale grossière
35	■ Autres variables de contrôle et score géodynamique
45	■ Variables de réponse ou d'ajustement
61	■ Styles fluviaux d'équilibre
119	■ Typologie et sectorisation
143	■ Outils d'une étude hydromorphologique
201	■ Fonctionnement hydromorphologique et état écologique
213	■ Historique et perspectives de l'hydromorphologie fluviale appliquée
218	■ Sources bibliographiques



Concepts fondamentaux

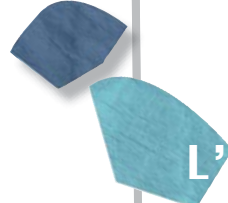
7

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.

Attention. 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

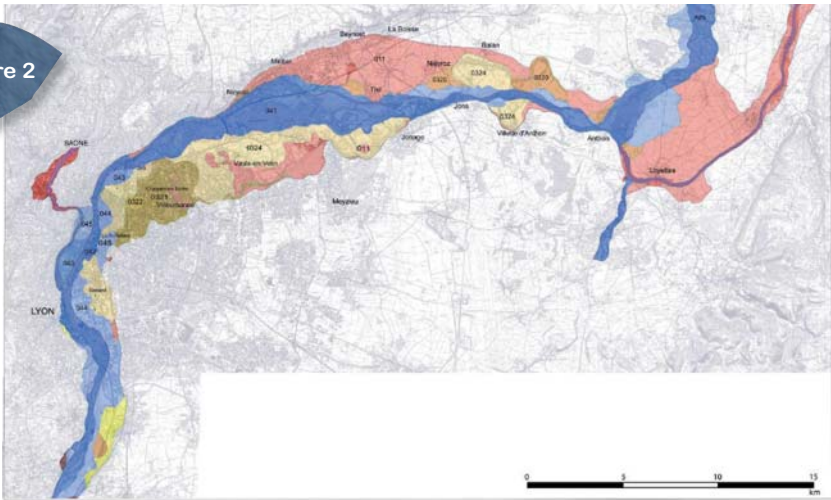


Les lits mineur, moyen et majeur dans l'hydrosystème fluvial (le Yukon, Alaska, source : USGS. Tous droits réservés). Noter les bras morts au sein de la plaine alluviale, qui peuvent véhiculer une partie des débits de crue.

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

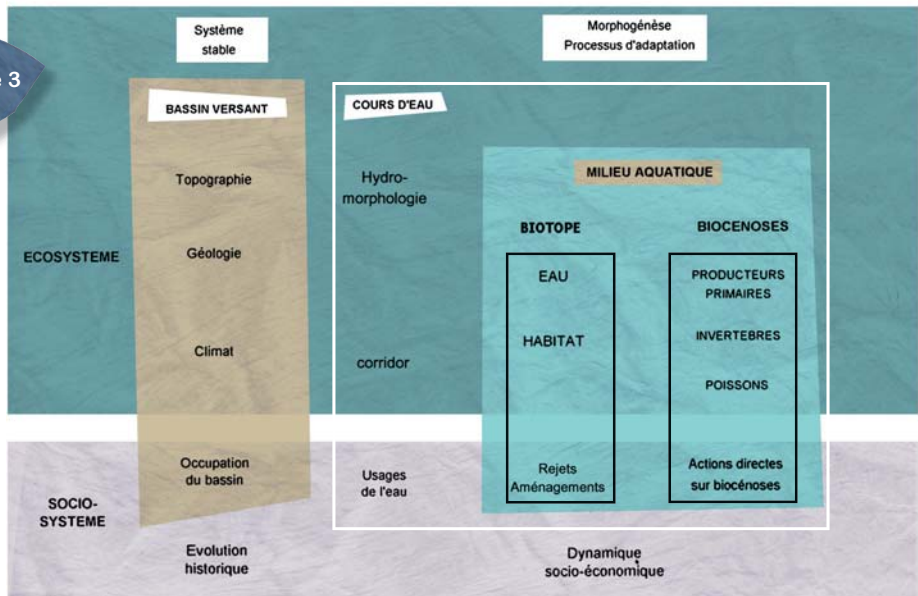


Les unités spatiales de la plaine alluviale du Rhône dans la région lyonnaise, délimitées en fonction de leur origine génétique à l'époque holocène (Bravard et al., 2008).

Sur la figure ci-dessus, trois couleurs dominant :

- 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^e siècle et le XIX^e 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) :

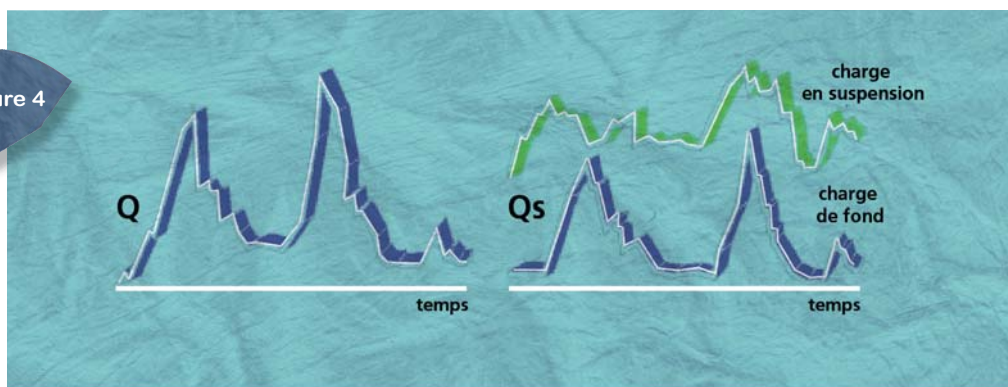
■ des **variables de « contrôle »** (ou variables « extrinsèques »), comme le débit liquide et la charge solide, qui jouent à l'échelle du bassin versant. Elles-mêmes sous l'influence du climat et de la couverture végétale (qui conditionne l'écoulement de surface et protège les versants de l'érosion), 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 puissance¹ ;
- le **débit solide** (Q_s), 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).

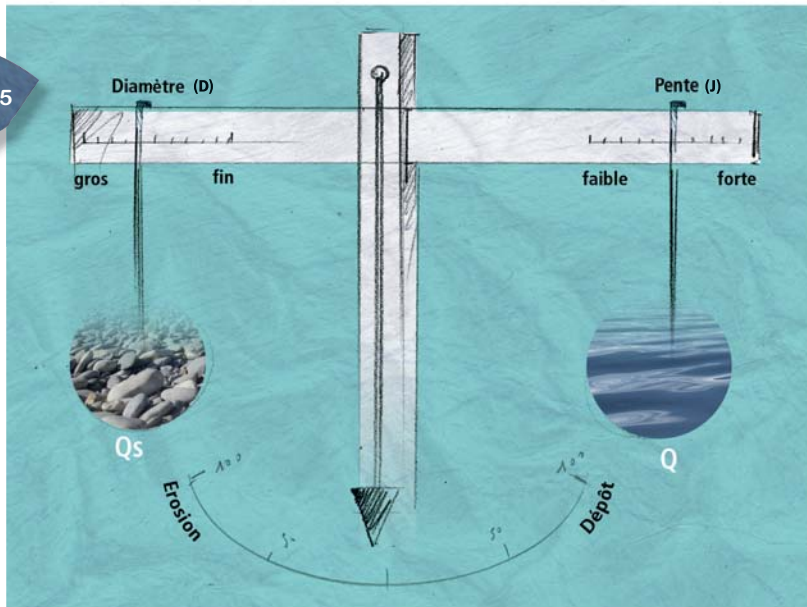
¹La puissance est le produit pente $\times$ débit $\times$ poids volumique de l'eau. Elle est fonction des conditions hydrologiques et de la morphologie générale (pente et forme de la vallée) et locale (style fluvial) du cours d'eau. Sa variabilité est donc à la fois spatiale (morphologie différente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

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

- la puissance spécifique (ω) est calculée comme suit : $\omega = \Omega/l$ (en watt/m²)

où γ est le poids volumique de l'eau (9810 N/m³), Q le débit (m³/s), J la pente de la ligne d'énergie en m/m, l la largeur du lit pour le débit utilisé (m).

Figure 5



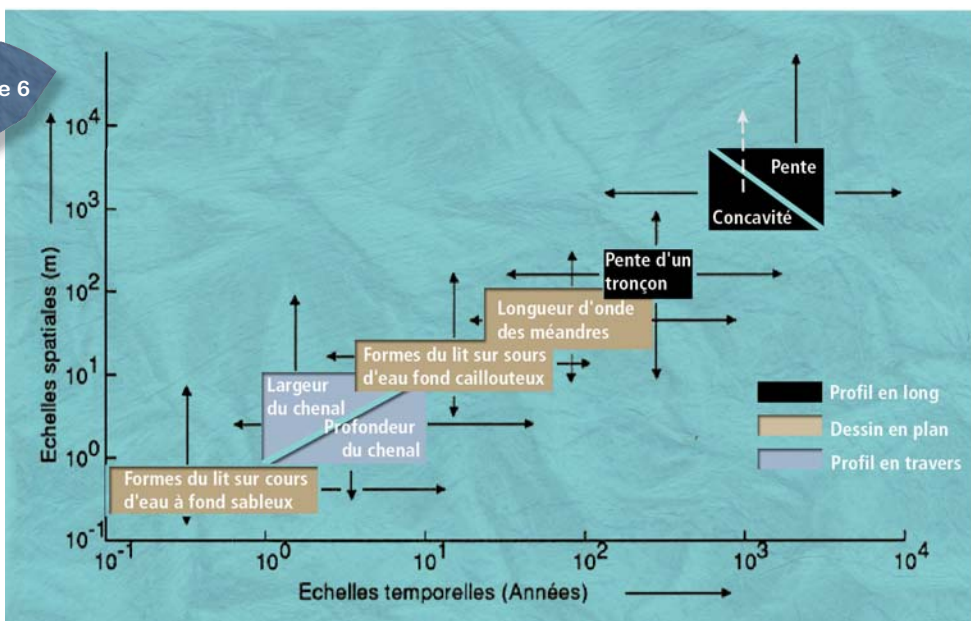
La « balance de Lane » et le principe de l'équilibre dynamique (d'après Lane, 1955).

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 :

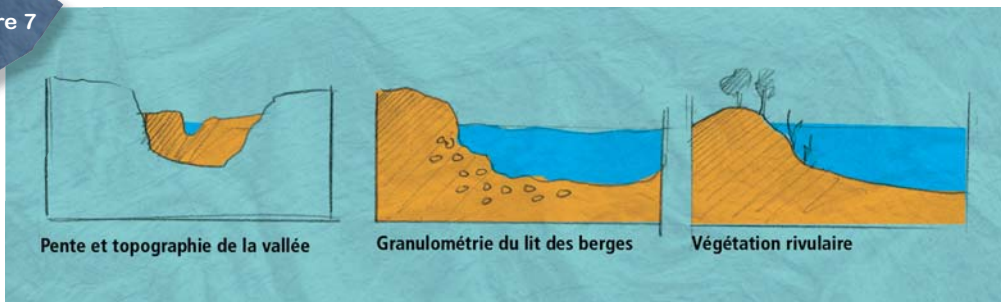
- vallées en gorges approfondies progressivement par incision du talweg dans la roche dure (canyons calcaires), comme dans les Causses et en Provence,
- vallées en V ouvertes dans les roches cristallines et métamorphiques des massifs anciens comme les Vosges, le Massif Central,
- larges fossés tectoniques 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.

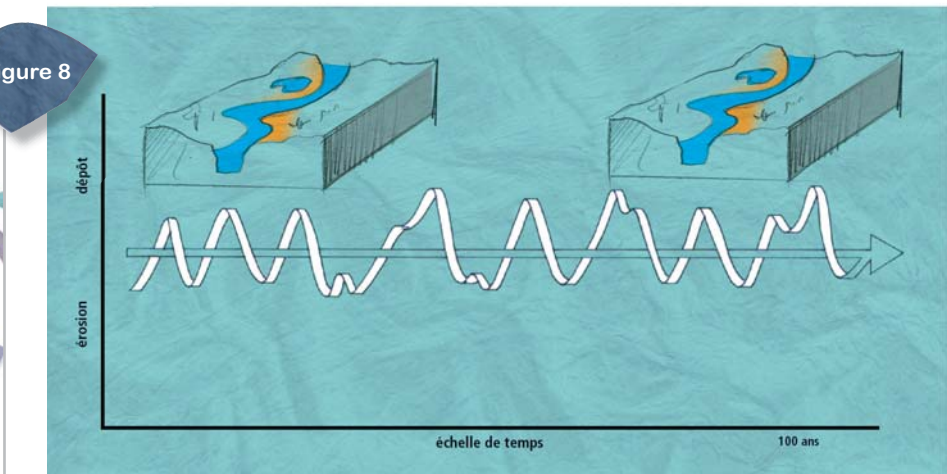
La démarche fondamentale que doit suivre un bon diagnostic hydromorphologique est donc d'identifier le seuil à partir duquel ces oscillations et les modifications géométriques qui les traduisent ne sont plus liées au processus d'équilibre mais deviennent des indicateurs de dysfonctionnement.

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.

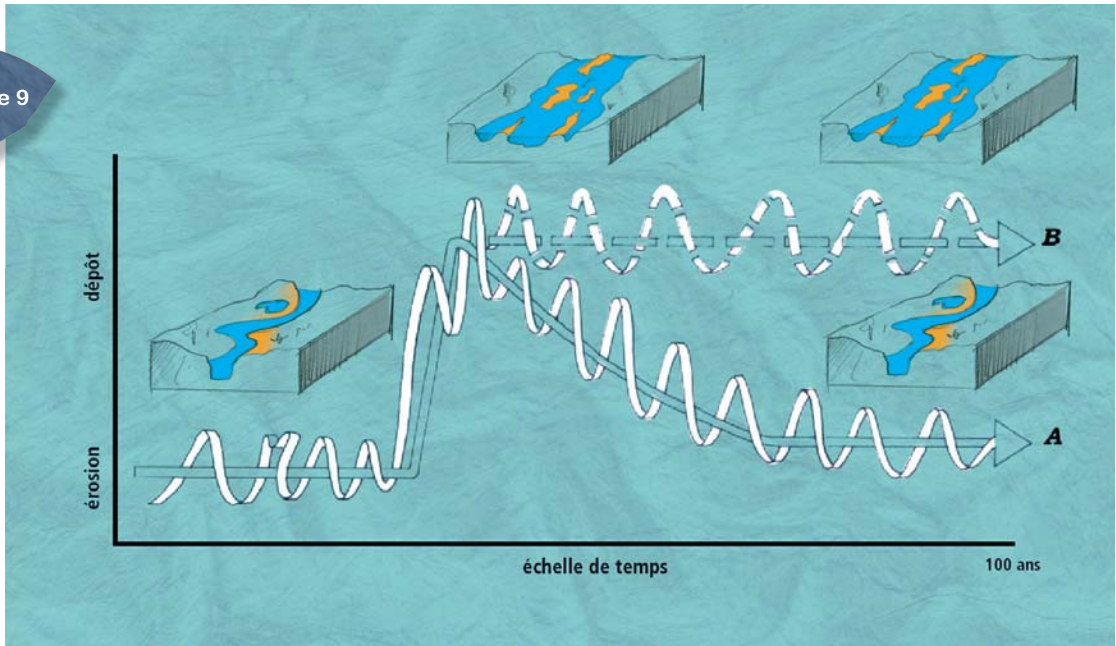
En revanche, l'extraction de granulats en lit mineur peut entraîner des modifications durables des processus d'érosion et de dépôt : une fosse d'extraction provoque en effet un soutirage de matériaux du fond à son amont (puisque la pente augmente localement) et une érosion à son aval puisque les matériaux 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 Qs. 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).



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



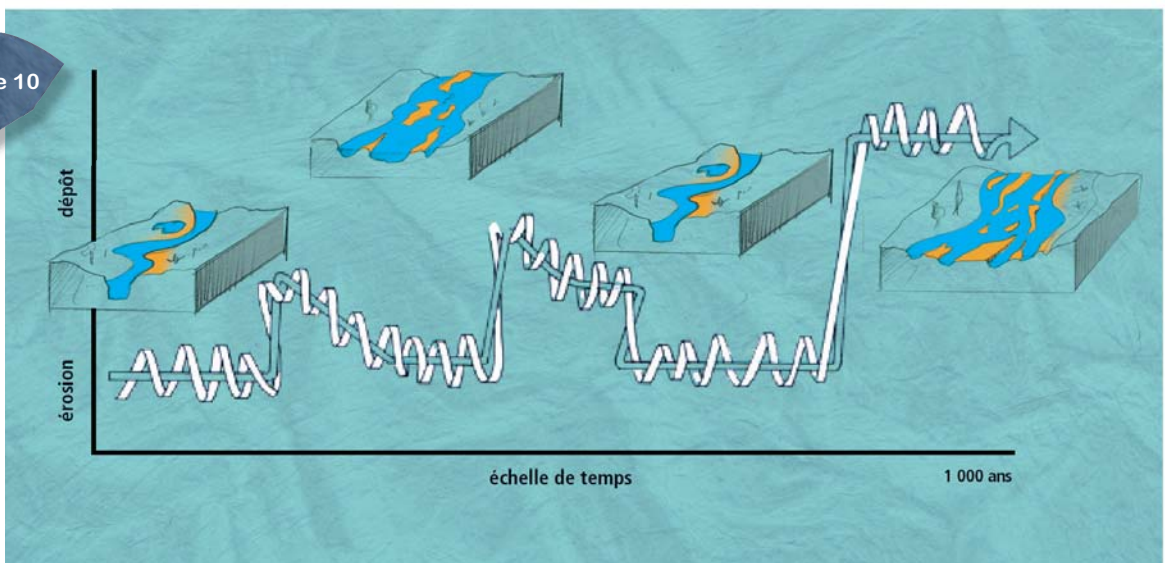
Evolution tempore (A) et plus durable (B) (d'après Sear, 1996).

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).

15

Figure 10



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

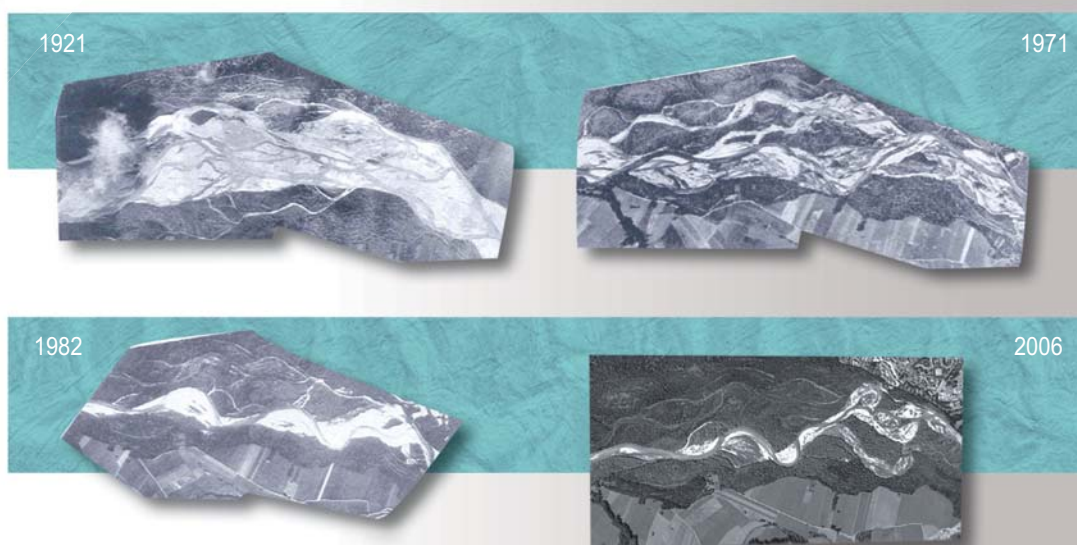
Sur le long terme, les modifications et les changements de style (métamorphoses fluviales) peuvent être assez fréquents en fonction des fluctuations de Q et Q_s ou des perturbations externes majeures (oscillation du niveau marin, mouvements tectoniques, aménagements « lourds », etc.).



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^e 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

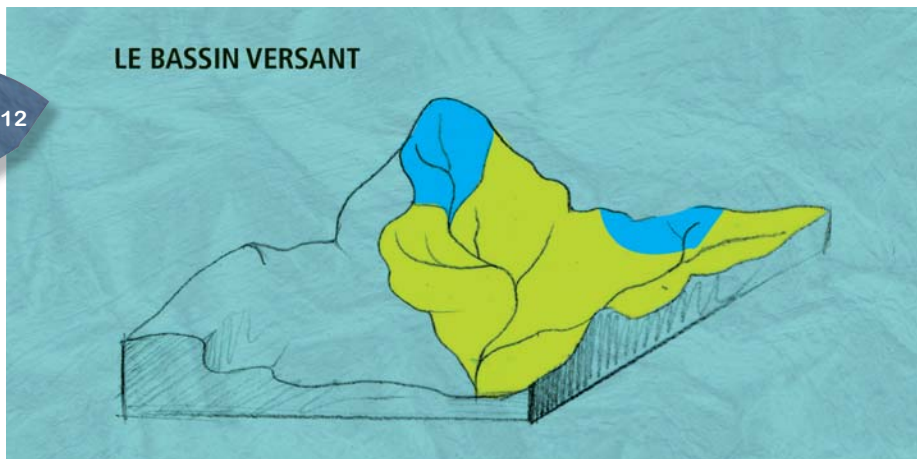


La métamorphose fluviale de l'Isar à Geretsried suite à la construction de barrages hydroélectriques à l'amont du secteur représenté (Wagner et Wagner (2002) et Google Earth (pour 2006)).

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).

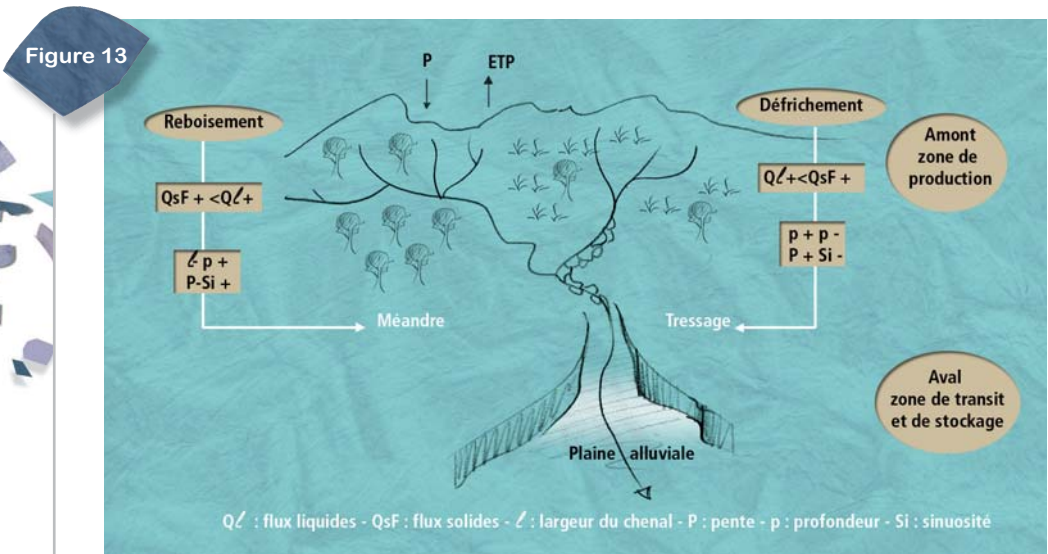
Le débit solide

Le débit solide d'un cours d'eau trouve lui aussi son origine dans le bassin versant, notamment via les apports dits externes (érosion des versants). Nous verrons que l'érosion latérale des berges alluviales (apports internes au système fluvial) en fournit une part non négligeable.

Nous présenterons ci-après la genèse et le fonctionnement du débit solide et particulièrement de la fraction grossière, indispensable à l'équilibre géodynamique et que l'on nomme « charge de fond » (*bed load*). Notons que c'est cette charge alluviale grossière qui est aussi à l'origine de nombreux « habitats », indispensables aux biocénoses aquatiques et ripicoles.

Les flux et le fonctionnement dynamique du système fluvial à l'échelle de bassins versants

La figure 13 présente deux sous-bassins versants contrastés, dans un contexte de forte énergie.



Réponses contrastées de sous-bassins versants et des cours d'eau qui les drainent à des balances de flux liquides et solides différentes (in Bravard et Salvador, 2009).

A gauche, le sous-bassin a été reboisé (ou s'est spontanément reboisé) après une phase de défrichement agricole. Dans ce cas, on assiste à une réduction du ruissellement et du débit liquide (Q-), moins forte que la réduction du débit solide issu des versants (Qs-), la protection assurée par le couvert végétal jouant surtout par rapport à l'érosion. On assiste à une modification des variables d'ajustement, avec une réduction de la largeur et de la pente (érosion du fond) et une augmentation de la profondeur et de la sinuosité du chenal. Le style fluvial que décrivent ces variables est le méandrage ou la sinuosité.

Le sous-bassin de droite est défriché. Il s'ensuit des flux d'eau accrus par l'effet du ruissellement (Q+), mais dont l'augmentation est inférieure à celle des flux solides (Qs+) induite par une forte érosion de surface. Les variables d'ajustement évoluent avec des signes inverses par rapport à ceux du bassin précédent. Ces variables décrivent un chenal encombré de matériaux, qui développe alors un style en tresses. Vers l'aval, la réduction de la taille des particules due au dépôt des plus grossières et à leur usure fait que l'écoulement a la capacité d'évacuer la charge solide et il adopte progressivement à nouveau un style à chenal unique sinueux ou méandrique.

Genèse et propagation de la charge alluviale grossière

La charge grossière se déplace par roulement sur le fond. Elle est formée de particules de taille en général supérieure au sable mais sur certains cours d'eau, à faible puissance spécifique, le sable peut faire partie de la charge de fond (sur la Loire aval par exemple).

- 20 ■ La dichotomie charriage-suspension
- 21 ■ La charge de fond et son origine
- 26 ■ La propagation de la charge de fond

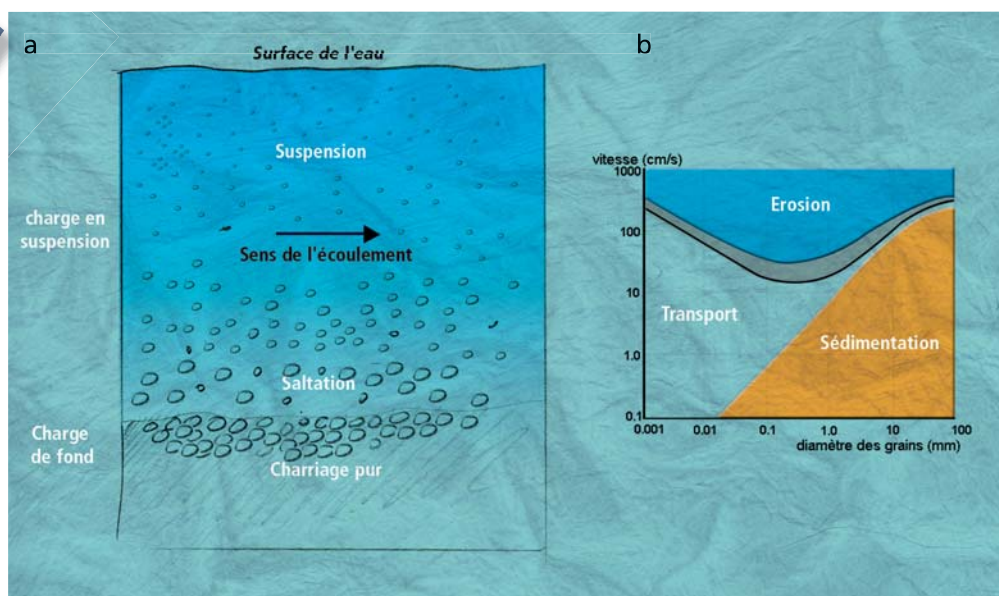
La dichotomie charriage-suspension

Il est couramment admis que le transport de matériaux solides en rivière se fait sous deux formes (figure 14 a) :

- par **charriage** sur le fond lorsque ces matériaux dépassent un certain diamètre et que le courant ne peut les mettre en suspension ;
- en **suspension** lorsque les matériaux sont suffisamment fins et le courant suffisamment puissant pour les transporter au sein de la colonne d'eau.

NB Le terme de **saltation** est parfois employé pour désigner un type de transport intermédiaire se produisant légèrement au-dessus du niveau où se développe le charriage « pur ». Les particules peuvent en effet y progresser par bonds plutôt que par glissement ou roulement en contact quasi-permanent avec le fond.

Figure 14



a- La dichotomie charriage-suspension. Le terme de *saltation*, désignant un mode intermédiaire de transport solide, est actuellement peu utilisé. b- La courbe de Hjulström (1935).

La courbe de Hjulström (1935, figure 14b) présente une limite assez nette au niveau du couple diamètre 0,5 mm/vitesse 20 cm/s, que certains interprètent comme une limite charriage/suspension. Notons cependant que ce même sable d'un diamètre de 0,5 mm peut être transporté en suspension pour des vitesses plus importantes (cf. supra). **La classe des sables toute entière est une classe intermédiaire entre le charriage et la suspension**, fonction des vitesses d'écoulement et de la turbulence. On comprend mieux aussi, grâce à cette courbe, le caractère « transitoire » du transport par charriage. Au-delà de cette valeur de l'ordre de 0,5 mm, si le grain est mis en mouvement pour une certaine vitesse d'écoulement, il se redépose pour une valeur à peine inférieure ; en revanche, dans la classe des limons, le grain une fois en mouvement se déplace vers l'aval sensiblement à la même vitesse que l'eau et ne se dépose plus que dans des conditions hydrauliques quasi-stagnantes.

La charge de fond et son origine

Si les concepts de puissance sont assez bien définis, il n'en va pas de même pour ceux liés à la charge solide, deuxième variable majeure de l'équilibre géodynamique. Nous ne développerons ici que les processus liés au charriage, donc à la production et au transport de la charge solide dite « de fond » ou *bed load* et nous ne traiterons pas des modalités de mobilisation et de transport de la charge fine (*suspended load* ou *washload*).

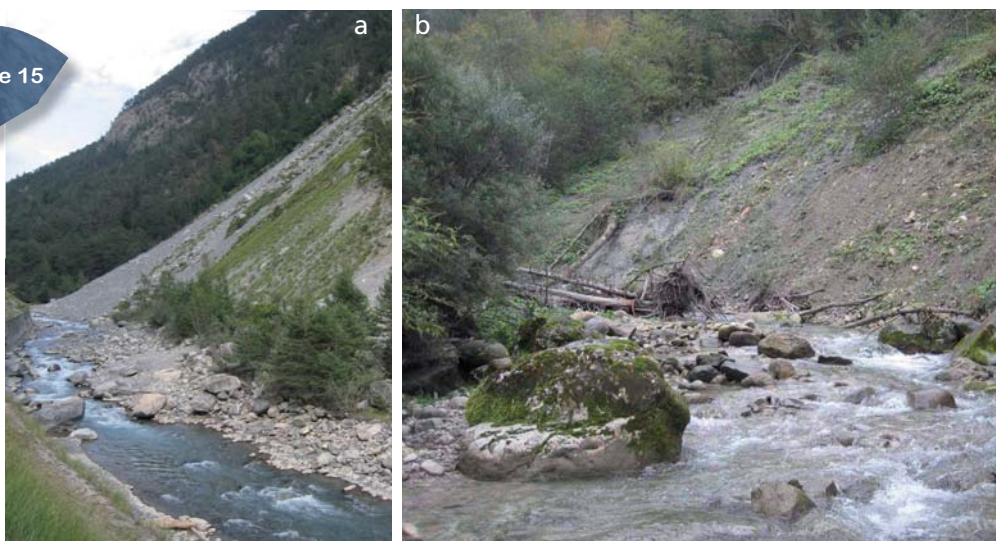
Apports externes

Comme leur nom l'indique, ce sont les apports de charge venant de « l'extérieur » du cours d'eau ou de sa plaine alluviale.

■ Production primaire

Il s'agit de la production de sédiments grossiers qui arrivent quasi-directement au cours d'eau (en montagne : érosion de moraines, cônes d'éboulis ou d'avalanches, glissements de terrain, apports de torrents de versant, colluvions, etc.).

Figure 15



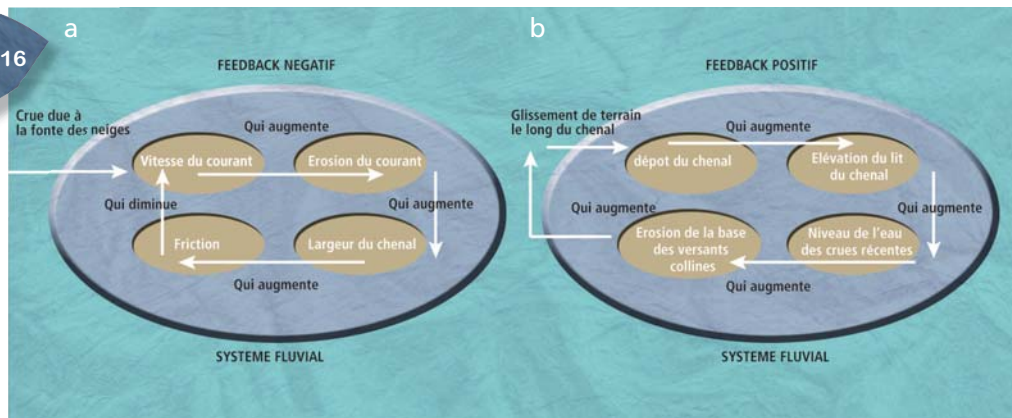
a- b- © J.R. Malavoi

Exemples d'apports externes par production primaire. (a) Cône d'avalanche et blocs éboulés descendus par gravité. (b) Sapement de la base d'un cône d'avalanches par le torrent, blocs éboulés ou morainiques.

Ce type de production primaire ne se rencontre que dans des conditions particulières : têtes de bassins montagnards pas ou peu végétalisés, vallées encaissées aux versants proches du cours d'eau. Ces sources de production primaires se tarissent de plus en plus dans les montagnes d'Europe sous l'effet du reboisement des pentes, dû en partie au réchauffement climatique qui a suivi la crise érosive du Petit Âge Glaciaire et dû pour une large part aux nombreuses interventions anthropiques visant à limiter les apports solides (stabilisation des pentes par des plantations, seuils, plages de dépôt torrentiel, etc.).

La figure 16 (page suivante) présente les relations entre la dynamique du chenal et la base d'un versant.

Figure 16



Exemples de relations entre la dynamique du chenal et la base d'un versant. (a) Une crue liquide ajuste la géométrie du chenal à ses caractéristiques (augmentation de largeur) de sorte que la friction contribue à réduire les processus érosifs (rétroaction négative). (b) La déstabilisation de la base du versant par augmentation de la largeur du chenal et/ou par une forte crue introduit des matériaux qui eux-mêmes surélèvent le fond du chenal ainsi que les hauteurs d'eau en crue, et entretiennent l'érosion de la base du versant (rétroaction positive), (Marston, 1993).

■ Production secondaire

Il s'agit des apports des affluents, constitués eux-mêmes d'apports externes et internes.

Figure 17



a-b © J.R. Malavoi

Exemples d'apports externes secondaires. (a) Torrent à granulométrie grossière, (b) apport de charge de fond caillouteuse par un affluent qui construit son cône alluvial dans le cours d'eau principal.

Apports internes

Conceptuellement, les apports internes sont ceux mobilisables au sein du cours d'eau lui-même, ou de son lit majeur. On parlera aussi de « stock alluvial interne ».

Ce stock se présente sous deux formes :

- le stock disponible dans le lit mineur lui-même ;
- le stock du lit majeur et des terrasses, déposé lors de périodes climatiques actives, notamment lors des glaciations quaternaires (on parle d'un stock « fossile ») et réinjecté progressivement dans le cours d'eau par les processus d'érosion latérale.

■ Stock en lit mineur

Deux sous-types peuvent être distingués.

Les macroformes alluviales

Il s'agit des masses sédimentaires de volume important, mises en place par le charriage des particules lors des crues, et qui migrent plus ou moins rapidement vers l'aval. On peut les identifier assez facilement sur le terrain ou sur des photographies aériennes car il s'agit généralement d'entités « discrètes » présentant une forme particulière.

Figure 18



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

Exemples de macroformes en transit. (a) Nombreux bancs médians dans un lit aux berges peu érodables ; leur forme tridimensionnelle, avec une contre-pente vers l'amont, les apparente à des dunes. (b) Nombreux bancs coalescents sur une rivière à berges non cohésives. Un tressage se développe.

Leur quantité (fréquence des formes), leur forme, leur répartition spatiale sont fonction de la quantité des apports externes et internes. Lorsque ces apports sont très importants, le lit mineur peut n'être constitué que d'une succession de macroformes (figure 18a). Si les quantités augmentent encore et que les berges sont très érodables, une morphologie de tressage peut se développer (figure 18b).

Ces macroformes constituent l'essentiel du débit solide observable et mesurable. Elles peuvent transiter intégralement, sans échange de matière avec le fond, notamment lorsque le fond est protégé par une forte « armure » granulométrique (voir encadré) ou par un tapis végétal (figure 19).

Figure 19



© J.R. Malavoi



© J.R. Malavoi

(a) Front de dune active sur la Loire sableuse (l'écoulement vient de la droite). (b) Dune graveleuse active sur le Doubs (l'écoulement vient de la droite). Dans les deux cas, la dune migre sans reprise du stock local protégé par la végétation.

Le fond du lit

En dehors des macroformes, qui sont à la fois des unités de stockage et des formes de transport des alluvions fluviales, une partie de la charge de fond peut être mobilisée directement sur le fond du lit mineur, si celui-ci est alluvial et s'il n'existe pas de pavage.

Lorsque ce prélèvement sur le fond n'est pas compensé par un apport de l'amont, il y a alors incision du lit mineur. Si ce processus se pérennise (par exemple, suite à la mise en place d'un barrage ou au piégeage des apports amont dans une ancienne fosse d'extraction), le déséquilibre initialement temporaire se transforme en déséquilibre à long terme.

■ Stock du lit majeur et des terrasses

Sous nos latitudes, l'essentiel du stock alluvial grossier potentiellement disponible au transport se trouve aujourd'hui dans les terrasses des fonds de vallée. Seules certaines têtes de bassin de rivières de montagne disposent encore d'apports solides importants provenant d'une production externe « primaire ».

Les terrasses sont constituées d'énormes volumes d'alluvions déposées par les cours d'eau du Pléistocène (essentiellement lors des périodes froides) et que l'on identifie facilement sur les cartes géologiques du BRGM ; Fyz et Fy : terrasses du Würm, Fx à Fu : formations quaternaires plus anciennes.

Le code Fz caractérise la plaine alluviale holocène, qui s'est mise en place depuis la fin de la dernière glaciation, il y a environ 15 000 ans.

Toutes ces formations et particulièrement les formations Fy à Fz peuvent constituer un stock disponible si elles sont suffisamment proches du lit mineur actif pour être soumises aux processus d'érosion latérale qui vont réinjecter dans le cours d'eau ce stock alluvial « fossile ».

L'armure et le pavage

Les alluvions des rivières sont généralement composées d'un matériel de granulométrie non uniforme et souvent très « étendue » (des sables aux gros galets). Quand ces sédiments sont soumis à certaines gammes de vitesses de courant, les éléments fins à moyens sont mis en mouvement tandis que les plus gros restent en place. Si cette ségrégation des particules dure assez longtemps, cela peut aboutir à la concentration d'éléments grossiers à la surface du lit. Cette accumulation stable et qui protège temporairement les couches sous-jacentes est appelée **armure**. Poussé à l'extrême, le même processus aboutit à un **pavage**, d'une stabilité beaucoup plus durable.

Les définitions suivantes sont celles proposées par Bray et Church (1980) :

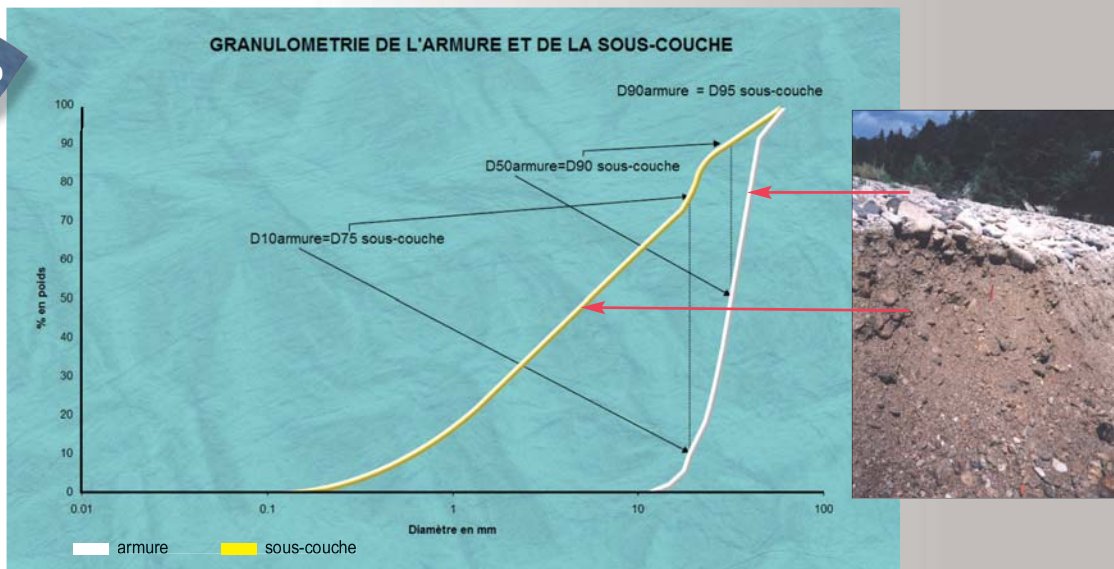
■ l'**armure** est une couche de surface grossière qui résulte de l'exportation des éléments fins pendant et après chaque période de mouvement de tout ou partie de l'éventail granulométrique disponible pour le transport. Elle est donc remaniée par des phases épisodiques de transport de charge de fond au cours desquelles toutes les classes granulométriques sont actives. Pour la plupart des auteurs, le remaniement de cette couche de surface est un événement fréquent qui se produit au moins quelques jours par an ;

■ pour le **pavage**, les particules constituant la surface des lits pavés ne sont mises en mouvement que lors d'épisodes hydrologiques exceptionnels (très fortes crues,) si toutefois elles sont encore susceptibles d'être mobilisées par le régime hydrologique actuel. Il s'agit du même processus ségrégatif que pour l'armure mais il est plus accentué en raison de conjonctures particulières :

- blocage de tout apport de charge de fond par des barrages ou par des retenues naturelles,
- réduction des débits de crue qui auraient permis le remaniement du substrat,
- exhumation, du fait de l'incision, d'une paléo-surface composée d'éléments d'une taille dépassant la compétence actuelle de la rivière (issue de phases de transport à plus forte compétence).

Le processus d'armurage (et plus encore de pavage) aboutit donc à une différence de composition granulométrique entre la couche de surface, que l'on appelle « armure », et la couche sous-jacente, que l'on nomme « sous-couche ». La plupart des auteurs considèrent que la **granulométrie de la charge de fond** (celle qui transite par « charriage ») est celle de la sous-couche et non celle de la couche d'armure.

Figure 20



Courbe granulométrique d'une couche d'armure et d'une sous-couche. On observe que le classement est bien meilleur dans l'armure, ce qui est logique car elle est générée par un processus d'élimination d'une importante fraction de la courbe totale, ce qui réduit notablement l'écart-type.

La propagation de la charge de fond

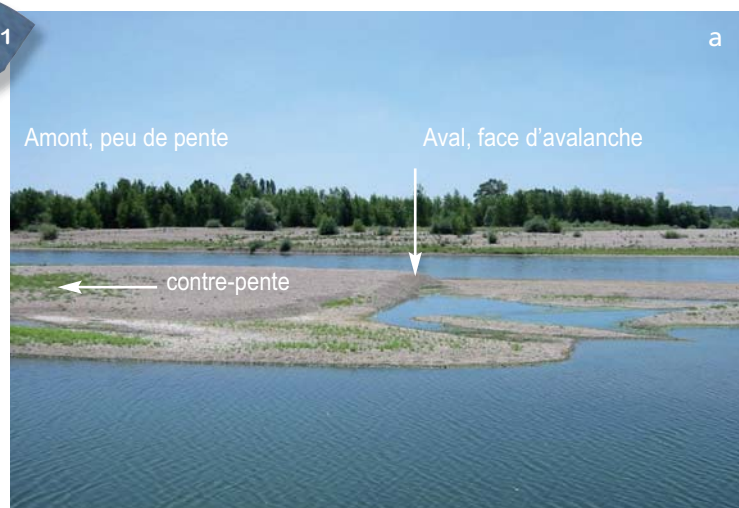
Une fois injectée dans le cours d'eau, la charge de fond se propage plus ou moins rapidement en fonction des conditions géomorphologiques locales (changements de pente, élargissement du lit, ouvrages modifiant les conditions d'écoulement, etc.) et des débits capables de la mobiliser.

Formes de propagation de la charge de fond

La forme la plus fréquente que revêt le transport par charriage est une macroforme sédimentaire que l'on nomme « banc » ou « dune »¹ fluviale. Elle a une **configuration tridimensionnelle** caractéristique que l'on peut donc identifier, localiser et dont on peut dessiner les contours et les volumes. On observe généralement une contre-pente vers l'amont et une face aval active (front de progradation ou face « d'avalanche ») à pente forte, proche de la pente d'équilibre des matériaux granulaires (40 - 45°).

Rappelons qu'il existe cependant un type de propagation sur fond plat (*plane bed*) lorsque l'écoulement devient torrentiel ($Fr \geq 1$) sur les cours d'eau sableux.

Figure 21



© J.R. Malavoi



Exemples de dunes/bancs en migration. (a) Sur le Doubs aval, (b) dans un caniveau... Les processus et les formes sont identiques.

© J.R. Malavoi

¹ Il existe actuellement un flou terminologique autour de ces deux termes. Pour certains auteurs (notamment Yalin et Silva, 2001), les dunes (dunes) sont des macroformes de taille et longueur d'onde proportionnelles à la profondeur tandis que les bancs (bars) sont de taille et de longueur d'onde proportionnelles à la largeur à pleins bords. Les macroturbulences à l'origine des dunes seraient des vortex à axe horizontal, tandis que celles générant les bancs seraient à axe vertical. Il est préférable d'éviter l'emploi du terme « barre » qui, en géomorphologie, désigne une accumulation sableuse au large d'une embouchure et est de surplus un anglicisme (traduction de l'anglais « bar »).

Si la charge solide est importante (en volume), les macroformes peuvent être jointives, le « front » de chaque dune progressant sur la « queue » de dune la précédant, elle-même se propageant vers l'aval, etc. (exemples figure 22). On se rapproche du style en tresses.

Figure 22



(a) Champ de dunes caillouteuses sur l'Allier amont.
(b) Champ de dunes sableuses sur l'Allier aval.
(c) Immense champ de dunes sur une rivière en tresses de Madagascar.



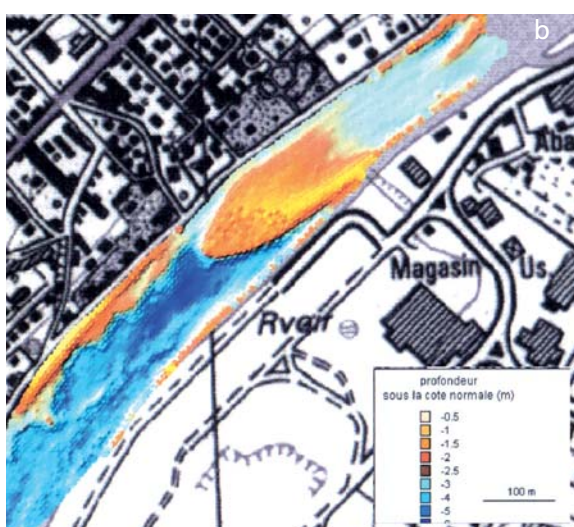
a- b- © J.R. Malavoi

Inversement, s'il y a peu de sédiments en transit, les macroformes migrent de façon isolée et sont d'autant plus faciles à localiser et à mesurer (exemples figure 23). Il existe bien sûr toutes les situations intermédiaires entre ces extrêmes.

Figure 23



© J.R. Malavoi.



(a) Banc caillouteux en migration sur le Tarn (l'écoulement vient de la gauche).
(b) Banc caillouteux isolé dans le lit mineur du Doubs en aval immédiat de Dole (mesures bathymétriques Service Navigation Rhône-Saône. (L'écoulement vient de la droite).

Fond SCAN 25®. © IGN 2010.

NB Les rides sont des microformes sédimentaires qui se déplacent lentement à la surface des macroformes alluviales sous l'impulsion de courants à faibles vitesses (quelques dizaines de cm/s). On les trouve généralement sur les cours d'eau sableux ou présentant localement des dépôts sableux.

Figure 24



a-b- © J.R. Malavoi

Les microformes alluviales, les rides (ripples), se développent souvent à la surface de macroformes : les dunes (dunes).

Le tuilage

Les particules élémentaires de la charge de fond se déplacent dans l'écoulement de différentes façons selon leur morphologie, elle-même fonction de leur nature géologique. Ainsi, les matériaux issus de roches sédimentaires stratifiées, qui ont généralement des joints ou lignes de faiblesse virtuelle, ont une morphologie souvent aplatie. Leur déplacement vers l'aval se fait généralement par rotation autour de leur grand axe (axe a). La structure de la couche d'armure présente alors l'aspect de « tuiles » (figure 25).

Les alluvions grossières issues de roches éruptives (basaltes, granites) ou métamorphiques (quartzites par exemple) sont généralement très arrondies et ne s'agencent pas en tuilage.

Il semblerait qu'une armure agencée en tuilage soit moins résistante à l'érosion, à granulométrie équivalente, qu'une granulométrie posée « à plat », où les particules sont plus imbriquées les unes contre les autres.

Figure 25



© J.R. Malavoi

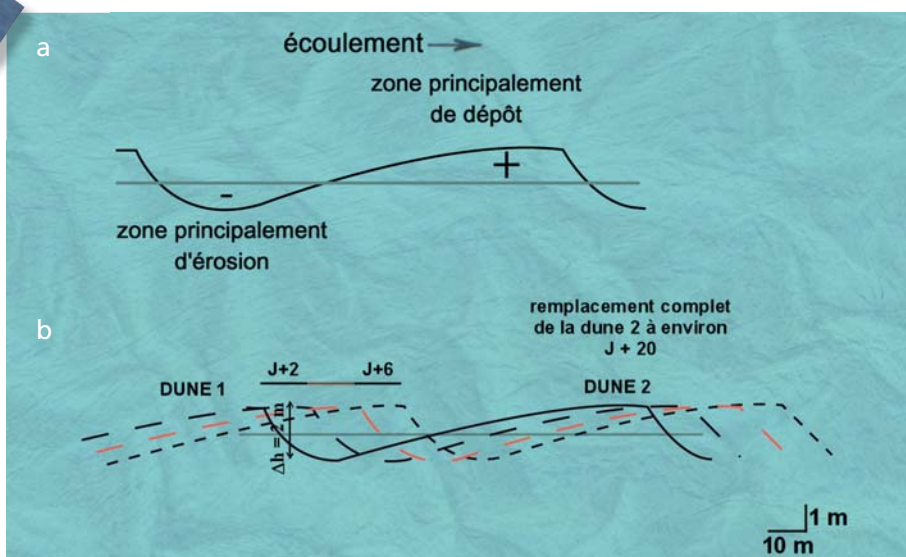
Agencement en « tuiles » des particules sédimentaires en transit sur un banc alluvial de la Durance. L'écoulement vient de l'arrière gauche.

Mode de propagation de la charge de fond

Le principe théorique de migration des macroformes (dunes ou bancs) est présenté sur la figure 26.

Dans un contexte d'équilibre dynamique, la dune se propage vers l'aval par érosion de sa partie amont en contre-pente, migration des grains délogés sur « le dos » de la forme, puis glissement de ceux-ci en « avalanche » sur le front raide situé en aval. La contre-pente et le front aval raide, rappelant la forme des dunes éoliennes, sont liés à la rugosité globale du lit qui freine le transit de la dune et provoque cet effet de « compression » mécanique.

Figure 26



a- Vue en coupe longitudinale de la propagation théorique d'une dune (d'après Yalin et Silva, 2001). b- Exemple théorique montrant le remplacement d'une dune par une autre venant de l'amont au bout de n jours.

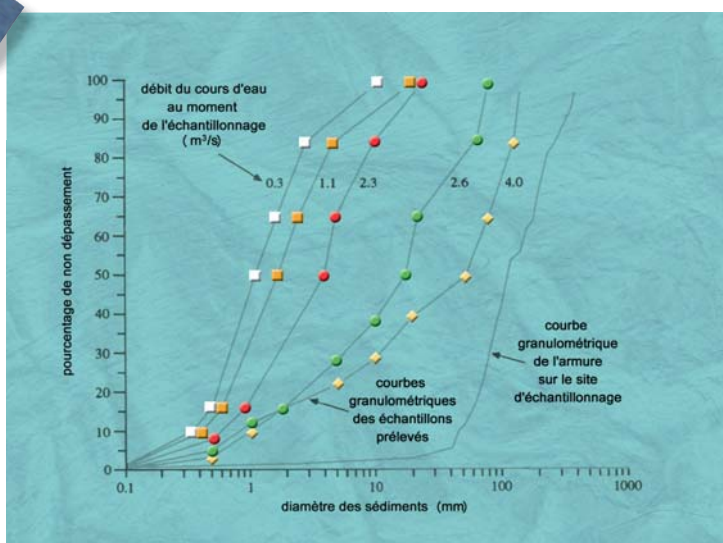
Ce fonctionnement est théorique car on observe fréquemment une érosion sur la partie sommitale de la dune (où est noté ici un signe +).

Fractionnement de la charge de fond

Même s'il est couramment admis que, lors des crues, le transport solide par charriage concerne une grande partie de « l'éventail » sédimentaire ou étendue granulométrique disponible au transport, on sait qu'en fonction du débit liquide, les courbes granulométriques des matériaux transportés sont différentes (on parle de « compétence » de l'écoulement, liée à la force tractrice²).

Ce phénomène est bien illustré par la figure 27. On y observe que plus le débit (donc la force tractrice) augmente, plus la taille moyenne des matériaux transportés augmente ($D_{50} = 1 \text{ mm}$ à $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$ et 50 mm à $4 \text{ m}^3/\text{s}$). L'étendue granulométrique augmente pour les mêmes raisons (plus de classes de taille sont en mouvement). On constate aussi que, dans cet exemple, même la courbe la plus grossière n'atteint pas les valeurs de la granulométrie d'armure en place au fond du lit (courbe la plus à droite sur le graphique).

Figure 27



Evolution de la granulométrie des sédiments transportés en fonction du débit : échantillons de charge de fond prélevés pendant une seule crue (d'après Bathurst, 1987).

² La force tractrice τ est le produit pente $\times$ hauteur d'eau $\times$ poids volumique de l'eau. Elle est généralement exprimée en N/m^2 .

τ est calculée comme suit : $\tau = \gamma h J$ (en N/m^2) où γ est le poids volumique de l'eau (9810 N/m^3), h la hauteur d'eau (m), J la pente de la ligne d'énergie en m/m.

Ceci explique pourquoi, en fonction des crues et des conditions géomorphologiques locales, la granulométrie des macroformes peut être différente, tant dans l'espace que dans le temps.

On peut ainsi parfois observer des macroformes constituées de graviers en train de migrer sur des macroformes constituées de galets (en surface) : cela indique que la dernière crue a eu une « compétence » suffisante pour transporter des graviers (venant de l'amont, des berges, des affluents, etc.), mais insuffisante pour briser l'armure de galets de la macroforme sous-jacente (figure 28).



Vue d'un front de dune graveleuse migrant sur un substrat plus grossier situé au premier plan.

Vitesse de propagation de la charge de fond

Il est très difficile de mesurer, et plus encore de prédire, la vitesse de propagation de la charge alluviale de fond. C'est pourtant un élément essentiel de la gestion du transport solide.

Quelques données, telles que celles présentées dans le tableau 1, ont été publiées dans des revues scientifiques ou des rapports de bureaux d'étude. Il s'agit souvent de mesures de vitesses de particules élémentaires alors qu'il importe davantage, en matière de gestion des sédiments, de connaître la vitesse de propagation des macroformes.

31

Tableau 1 *Quelques données sur la vitesse de propagation des alluvions grossières.*

Rivière	Classe granulométrique	Conditions de Q	Durée Q	Distance parcourue	Auteur	Année
Agly	galets	Q1,5 /an	1h30	120 m	BRL	1988
Agly	galets	Q2,4 /an	5h00	310 m	BRL	1988
Verdouble	galets	plusieurs crues dont Q5, Q2, Q4		850 m	Anguenot	1972
				maxi 1800 m		
				en moyenne 10 km/siècle		
Ardennes	30 à 80 mm			en moyenne 3 km/siècle	Petit	1997
Hérault	galets			20 km/siècle	Tricart et Vogt	1967
Isère	galets			10 km/siècle	Salvador	1991

Une publication récente de Katolikov et Kopaliani (2001) permet de compléter ces données pour ce qui concerne la propagation des bancs latéraux (*side bars*). On constate des valeurs comprises entre 50 et 500 m/an environ, ce qui est dans les ordres de grandeur du Tableau 2 (3 à 20 km/siècle).

Tableau 2

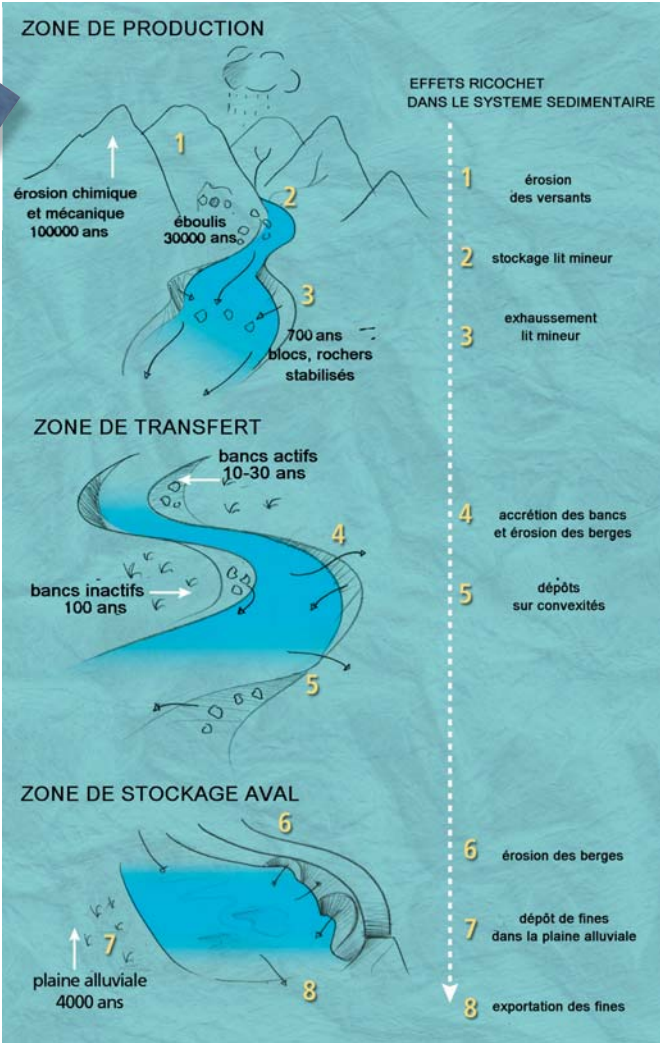
Vitesse de propagation des bancs latéraux (extrait de Katolikov et Kopalani, 2001).

Rivière	Vitesse (m/an)	Auteur	Remarques
Garonne	20 - 30	Baumharten, 1848	
Rhin	270	Popov, 1969	
Aval Strasbourg	500	Yasmund, 1930	209 bancs latéraux entre Bâle et Sonderheim
Mur (Autriche)	100 - 200 (sur 8 mois)	Eksner, 1924	Tronçon canalisé de 7 km. Longueur des bancs alternés = 5/6 fois la largeur du lit à pleins bords
Volga	100 - 200	Popov, 1969	
Amour	200 - 600	Bashkirov, 1956	
Danube	200	Polyakov, 1951	
Vistule	100	Popov, 1969	

Stockage temporaire de la charge de fond

La charge de fond en transit peut être plus ou moins longuement stockée lors de son transit vers l’aval. Le concept général est présenté sur la figure 29.

Figure 29



Production, transfert et stockage de la charge de fond (d’après Sear et Newson, 1993). Les chiffres de durée de stockage sont des ordres de grandeur.

■ Le stockage « naturel »

Le cas le plus évident de stockage naturel des alluvions en transit est celui des bancs et dunes et particulièrement des bancs de convexité (bancs actifs et inactifs de la figure 29).

Sur la partie active des bancs, le stockage n'est que temporaire (quelques mois ou années) et les matériaux sont fréquemment remaniés et emportés vers l'aval par les processus de transport solide évoqués ci-dessus. Sur la partie interne des bancs, la végétation se développe progressivement, au fur et à mesure que la berge concave opposée s'érode et que le méandre migre latéralement et vers l'aval. Cette végétalisation, et l'éloignement progressif de la zone à fortes vitesses, limitent les processus de transport solide et les sédiments, plus ou moins végétalisés, sont alors stockés (de quelques années à plusieurs dizaines d'années) jusqu'à ce que le méandre situé en amont translate vers l'aval et reprenne, par érosion latérale, les matériaux stockés (figure 30) ou qu'il se recoupe (recoupement par déversement).

Notons que plus la rivière est active, moins le stockage est long car la translation des méandres vers l'aval mobilise très vite, par érosion latérale, les parties de bancs qui se sont végétalisées (figures 30a et 30b).

Ces mêmes concepts de stockage temporaire et de plus longue durée sont applicables aux rivières en tresses où, là encore, l'effet de la végétalisation des macroformes dans les processus de stockage de longue durée est important (figure 30).

Figure 30



Exemples de stockage naturel des alluvions grossières en transit. (a) Bancs de convexité. (b) Portion végétalisée d'un lit en tresses.

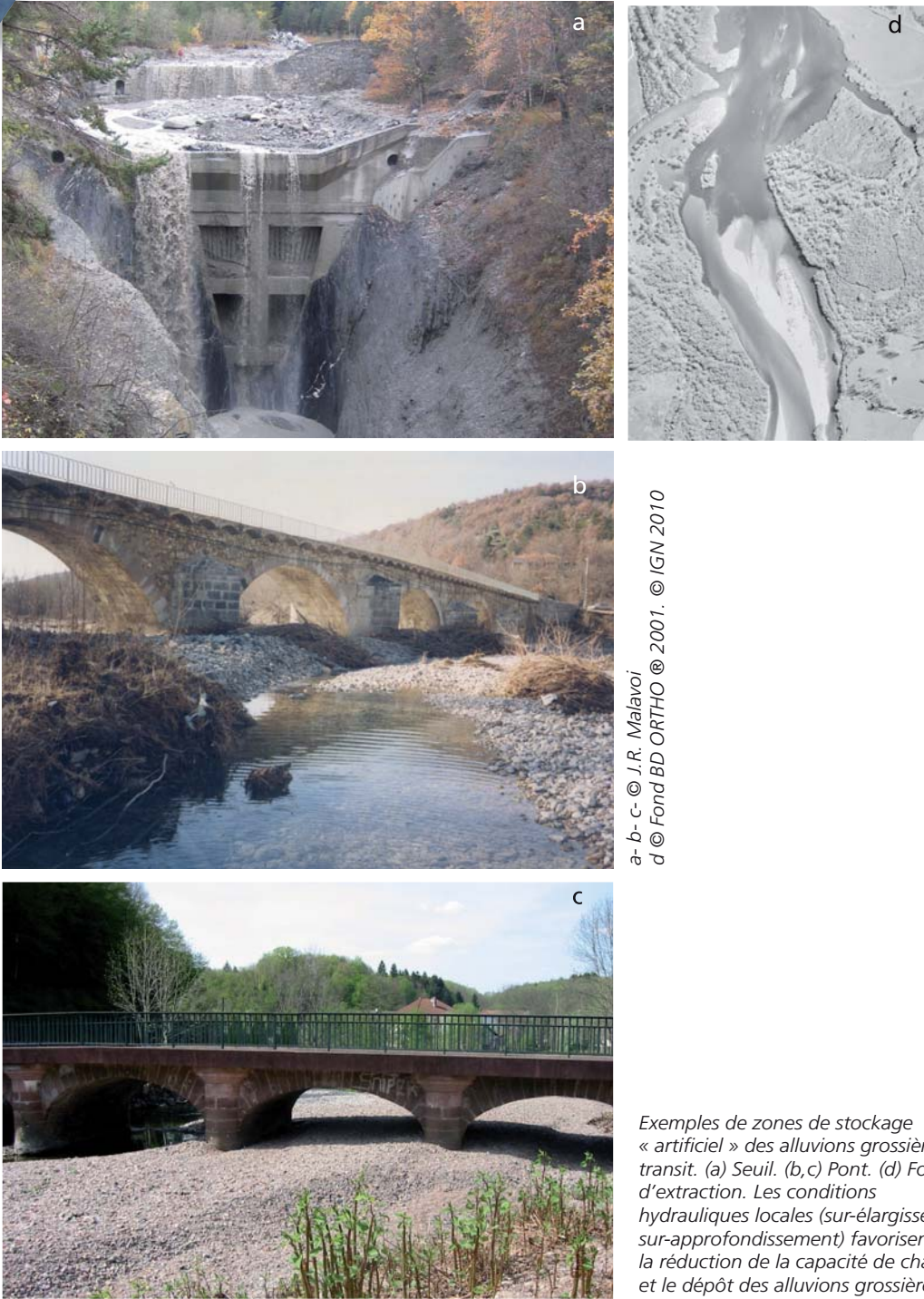
■ Le stockage « artificiel »

Il est admis que les barrages de haute chute bloquent intégralement et souvent définitivement la charge solide de fond, sauf s'ils sont équipés, ce qui est rare, de passes de dégrèvement fonctionnelles.

On observe aussi des stockages de plus ou moins longue durée en amont d'ouvrages de faible hauteur (seuils, figure 31a) ainsi qu'en amont d'ouvrages de franchissement (ponts et amont de pont, figures 31b et 31c) à section en général volontairement sur-élargie, ou encore dans d'anciennes fosses d'extraction en lit mineur (figure 31d). Il s'agit là d'un stockage temporaire dont la durée, du fait des aménagements, dépasse largement la durée « normale » de stockage dans des conditions naturelles d'écoulement.

NB Le stockage lié au seuil peut s'étendre très loin en amont de l'ouvrage (jusqu'à plusieurs kilomètres) sous l'effet de la constitution d'un remous solide régressif.

Figure 31



a- b- c- © J.R. Malavoi
d © Fond BD ORTHO ® 2001. © IGN 2010

Exemples de zones de stockage « artificiel » des alluvions grossières en transit. (a) Seuil. (b,c) Pont. (d) Fosse d'extraction. Les conditions hydrauliques locales (sur-élargissement, sur-approfondissement) favorisent la réduction de la capacité de charriage et le dépôt des alluvions grossières.

Variables de contrôle et score géodynamique

35

36 ■ Des variables de contrôle complémentaires

40 ■ Le score géodynamique

Des variables de contrôle complémentaires

Comme nous l'avons vu plus haut, d'autres variables complémentaires aux débits liquide et solide contrôlent plus ou moins intensément les processus géodynamiques et les formes qui en résultent (figure 32),

- la pente et la largeur du fond de la vallée dans laquelle s'écoule le cours d'eau (a) ;
- la nature plus ou moins cohésive des alluvions du fond de vallée (ou du substratum), qui constituent finalement les berges et le fond du lit mineur (b) ;
- la nature et la densité de la végétation rivulaire (c).

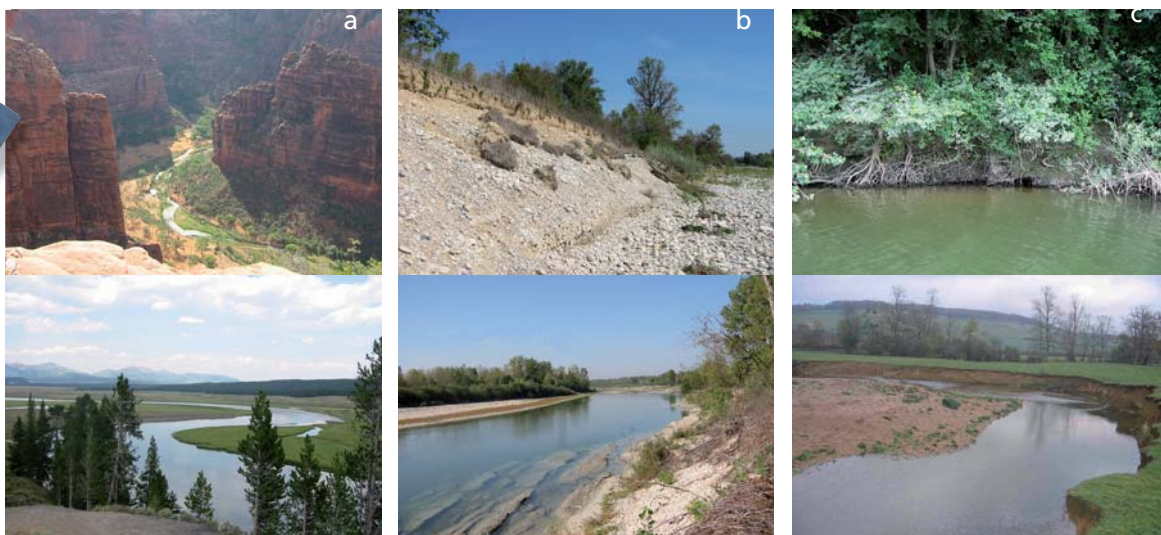


Figure 32

Les variables de contrôle complémentaires (d'après Thorne, 1997).

Pente, largeur et nature des alluvions du fond de vallée

Si le débit liquide et le débit solide sont sans conteste les deux variables majeures de contrôle des processus géodynamiques fluviaux, d'autres paramètres peuvent fortement influencer sur ces mécanismes et les formes fluviales qui en résultent, notamment la pente de la vallée, sa largeur et la nature des sédiments qui la tapissent. Contrairement aux deux précédentes, ces variables ne fluctuent pas dans le temps et imposent de manière durable des contraintes géomorphologiques majeures.

Toute rivière qui s'écoule aujourd'hui dans une vallée est donc contrainte par :

- la **pente de la vallée** qui, couplée au débit liquide, lui donne l'**énergie maximale** disponible. La pente de la vallée est héritée de périodes de forte activité hydrosédimentaire qui ont permis soit la formation d'un stock alluvial (accumulation) soit le déstockage alluvial, façonnant alors un plan en contrebas du niveau d'accumulation primitif qui subsiste à l'état de terrasse ou de lambeaux de terrasses ;

NB La pente du cours d'eau qui draine le fond de la vallée est toujours inférieure (car un cours d'eau sinue presque toujours) ou au maximum égale à celle de sa vallée (si le cours d'eau est rectiligne ou en tresses).

- la **largeur du fond de vallée**, qui lui fournit un **espace de mobilité** potentielle plus ou moins vaste ;
- les **alluvions de fond de vallée**, qui sont plus ou moins facilement érodables selon leur degré de cohésion. Si c'est le substratum rocheux qui forme le fond de vallée, il est non érodable à notre échelle de

temps, sauf si les roches sont particulièrement tendres, comme certaines molasses non cohésives ou certaines marnes ou marno-calcaires, visibles par exemple en Limagne sur le fond du lit de l'Allier :

- forte cohésion : argiles, limons,
- faible cohésion : sables, graviers, galets.

Ces variables de contrôle secondaires sont étroitement liées à l'histoire géologique ancienne ou plus récente de la région.

Les figures ci-dessous illustrent ces concepts avec l'exemple du bassin de la Loue (Franche Comté, Malavoi, 2006).

Ce bassin s'inscrit dans un contexte géologique fortement contrasté.

Sur ses 90 premiers kilomètres (secteur 1), la Loue draine le Jura calcaire (premier plateau). Malgré quelques millions d'années d'érosion fluviale, la Loue n'a pu développer qu'une vallée de faible largeur (100 à 600 m). La pente est supérieure à 0,002 (2 m/km) et les alluvions du fond de vallée sont plutôt cohésives.

Les 30 derniers kilomètres (secteur 2) s'inscrivent dans le fossé plio-quaternaire bressan, composé de roches tendres facilement érodables, où les grands processus érosifs quaternaires, commandés notamment par les glaciations qui ont affecté la chaîne jurassienne (particulièrement au Riss), ont permis de développer une vallée alluviale de plusieurs kilomètres de largeur, tapissée de sédiments grossiers d'origine fluviatile et fluvioglaciaire. La pente est plus faible (0,001), mais les alluvions sont non cohésives, donc plus facilement érodables.

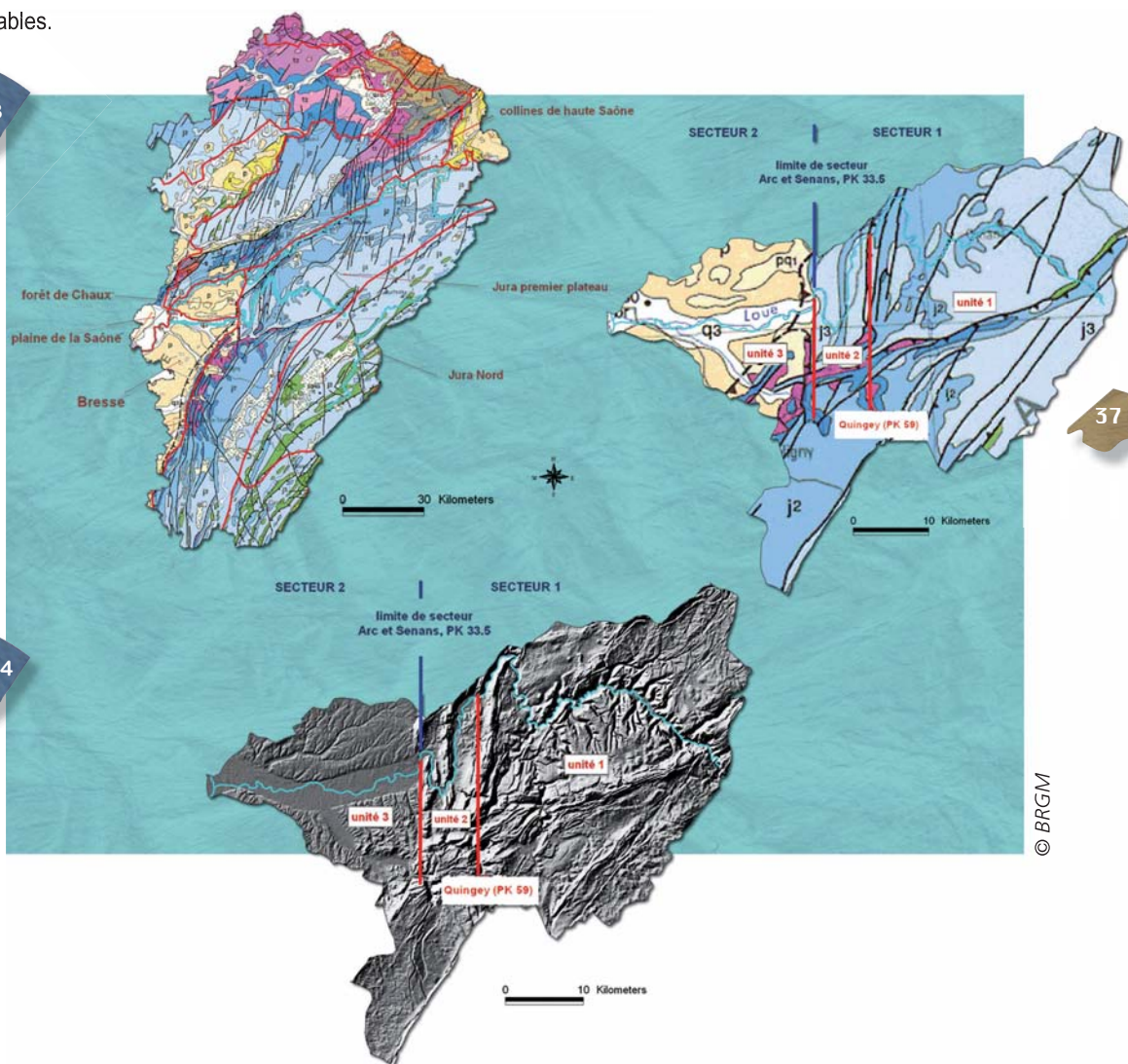
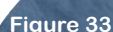
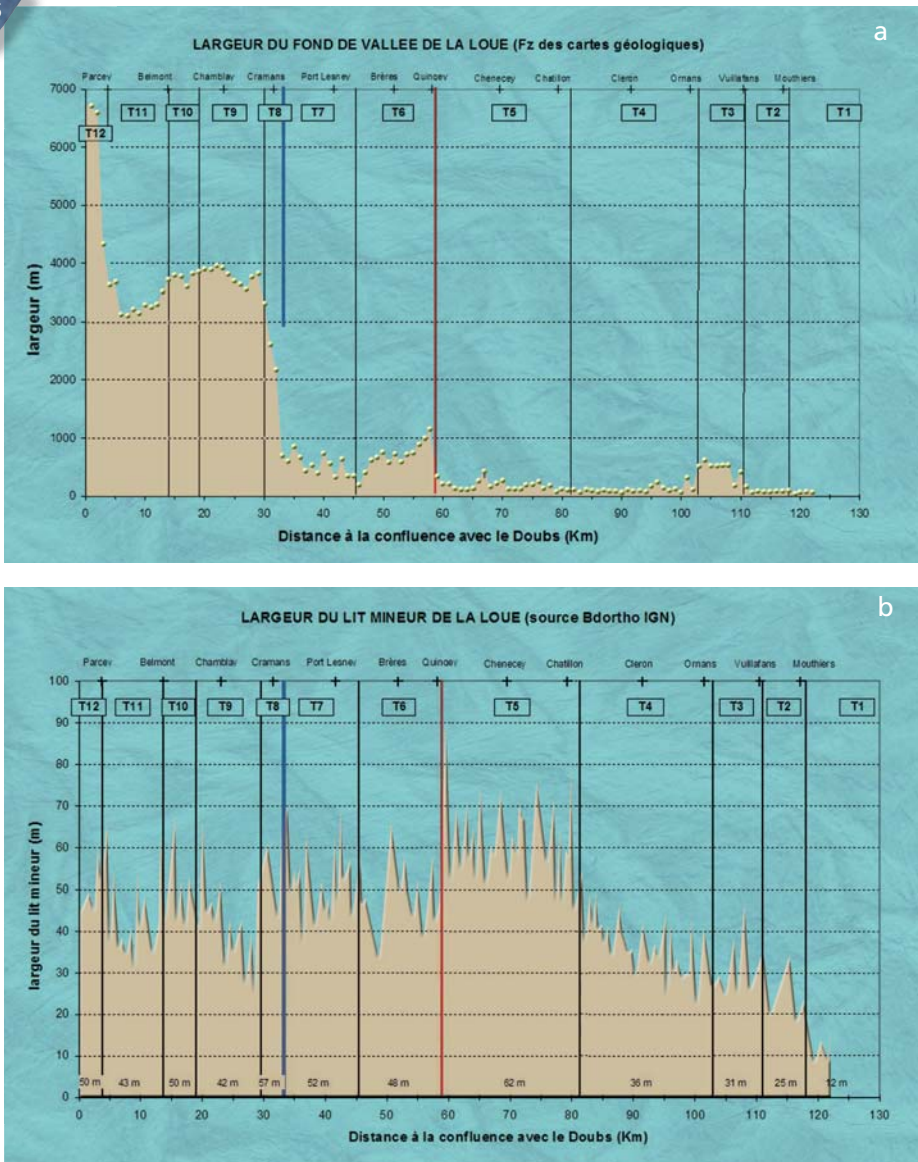


Figure 34

Carte géologique simplifiée de la Région Franche-Comté et zoom sur le bassin de la Loue. Tracé bleu épais, le lit de la Loue, bleu plus fin, celui du Doubs. Fond BRGM au 1/1 000 000^e. Carte géologique simplifiée de la Région Franche-Comté et zoom sur le bassin de la Loue. Tracé bleu épais, le lit de la Loue, bleu plus fin, celui du Doubs. Fond BRGM au 1/1 000 000^e.
La figure 34 montre le même bassin versant sous l'angle de son relief (Malavoi, 2006).

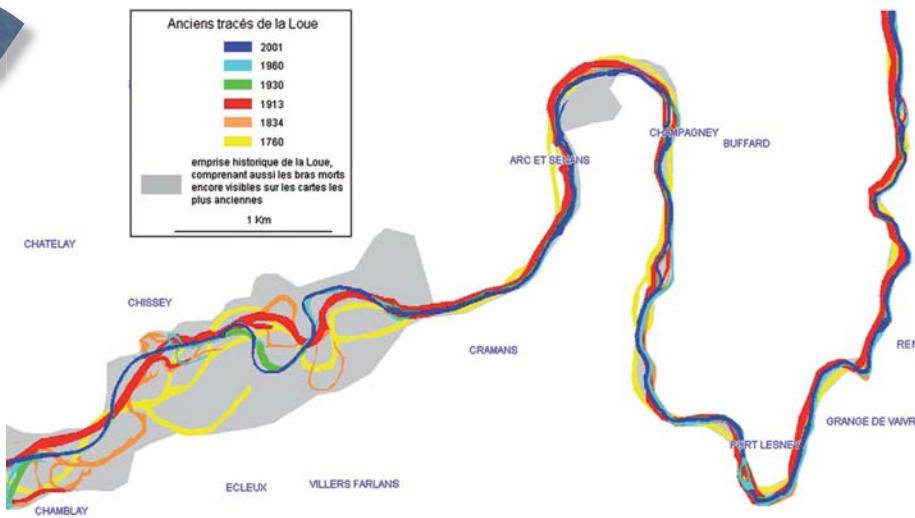
On conçoit bien que la Loue ne présente pas les mêmes processus ni la même morphologie dans la partie amont de son bassin versant (unité 1), où elle coule dans une vallée étroite et pentue et dans sa partie aval, où elle rejoint le fossé bressan (unité 3).

Figure 35



Evolution de la largeur du fond de vallée et du lit mineur de la Loue, des sources à la confluence avec le Doubs. En bleu, la limite de secteur et d'unité 3, en rouge la limite d'unité 2, en noir les limites de tronçons (cf. chapitre sur la méthode de sectorisation). (Malavoi, et al. 2006).

Figure 36



Changement brutal d'intensité de l'activité géodynamique de la Loue entre l'unité 2 et l'unité 3 (localisation des anciens tracés de la rivière) (Malavoi, et al.2006).

Végétation des berges

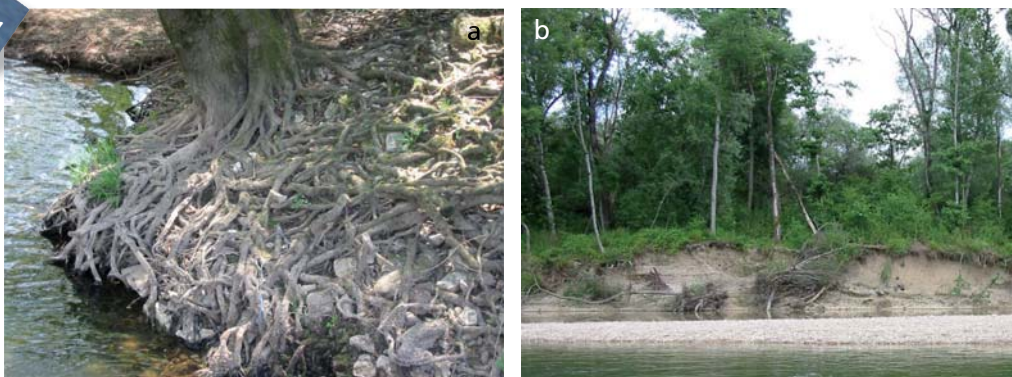
De nombreux auteurs présentent la nature et la densité de la végétation poussant sur les rives et les berges des cours d'eau comme un paramètre exerçant un fort contrôle sur les processus géodynamiques et la morphologie qui en résulte.

Notons que contrairement aux autres paramètres de contrôle, celui-ci est **vivant** et donc particulièrement sensible à des modifications tant naturelles qu'anthropiques.

Toutes choses égales par ailleurs, il a été démontré qu'un cours d'eau présentant des berges naturellement végétalisées par des essences inféodées aux cours d'eau présente une moindre largeur et une plus forte profondeur que le même cours d'eau aux berges pas ou peu végétalisées.

Un facteur 2 d'écart de largeur entre deux cours d'eau, l'un aux berges très végétalisées et l'autre aux berges non végétalisées, n'est pas rare. Toutefois, ce phénomène de contrôle semble inversement proportionnel à la taille du cours d'eau. Les petits cours d'eau sont très affectés, tandis que sur les grands cours d'eau, les processus géodynamiques prédominent. Cela s'explique notamment par le fait que les petits cours d'eau ont proportionnellement (pour un style fluvial d'équilibre équivalent), des berges plus basses sur lesquelles le système racinaire des végétaux peut assurer une protection mécanique quasiment jusqu'au pied de la berge. Inversement, les grands cours d'eau aux berges généralement plus hautes, portant des arbres et des arbustes, même en cordon rivulaire très dense, ont souvent un système racinaire qui s'arrête bien au-dessus du pied de berge, partie du profil qui est la plus sensible aux processus érosifs.

Figure 37



(a) Stabilisation forte de la berge d'un petit cours d'eau par le système racinaire de la ripisylve (aulne). (b) Sur un grand cours d'eau, la hauteur des berges limite cette capacité de protection mécanique car le système racinaire ne descend pas suffisamment bas.

Pour ce qui concerne les processus d'érosion latérale, de nombreuses études montrent le rôle stabilisateur de la végétation, même si là encore la différence est marquée sur les petits cours d'eau et plus faible sur les grands cours d'eau.

Beeson et Doyle (1995) ont ainsi étudié 748 méandres en Colombie Britannique, juste après de fortes crues. A partir de photographies aériennes pré- et post-crue, ils ont pu démontrer que les berges non végétalisées avaient subi des **taux d'érosion 5 fois supérieurs** à ceux observés le long des berges végétalisées. De même, les phénomènes de très forte érosion étaient 30 fois plus fréquents le long des berges non végétalisées.

Niveau de base

Une dernière variable de contrôle importante est la variabilité du « **niveau de base** » (niveau des océans par exemple), qui peut se traduire par des ajustements géodynamiques intenses en cas de fort abaissement ou exhaussement.

Nous y reviendrons dans le paragraphe consacré à l'ajustement du profil en long.



Le score géodynamique

La nature et l'intensité des processus géodynamiques fluviaux, ainsi que les formes qui en résultent, sont, nous l'avons vu, fonction de plusieurs variables de contrôle : débits liquides et solides, nature des alluvions du fond de vallée, etc.

Il nous a cependant semblé possible (Biotech, Malavoi, 2007), dans l'attente d'une typologie fonctionnelle normalisée des cours d'eau, de proposer une typologie simplifiée que l'on peut déterminer, à l'échelle de tronçons géomorphologiques homogènes, par la mesure (ou au moins l'évaluation) de trois variables :

- la puissance du cours d'eau ;
- l'érodabilité de ses berges ;
- l'importance et la nature des apports solides directement ou indirectement injectés.

De ces trois variables, qui ne reflètent cependant pas la totalité des variables de contrôle, dépendent en grande partie :

- les caractéristiques géomorphologiques du cours d'eau : géométrie, style fluvial, nature des substrats alluviaux, intensité actuelle ou potentielle des processus d'érosion latérale, verticale et de transport solide ;
- les caractéristiques écologiques globales ;
- les capacités d'ajustement géomorphologique suite à des travaux de chenalisation ou de restauration.

Notre postulat est le suivant :

- 
- plus un cours d'eau est puissant
 - plus ses berges sont facilement érodables
 - plus les apports solides sont importants



⇒ plus les processus géodynamiques sont intenses
⇒ meilleure est la capacité de résistance du cours d'eau aux «agressions» anthropiques et plus grande est sa capacité de récupération, tant physique qu'écologique
⇒ plus grande est la pérennité des bénéfices d'une restauration hydromorphologique et moindre en est le coût, puisque le cours d'eau effectue lui-même une partie du travail de restauration

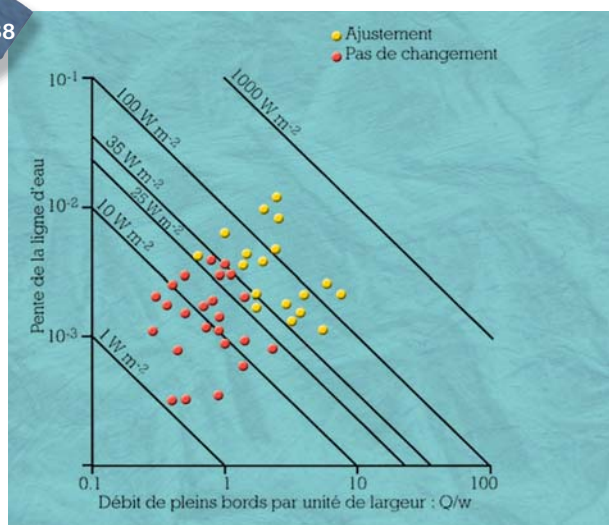
Fondements scientifiques

■ La puissance spécifique

Il a été démontré depuis de nombreuses années que les capacités d'ajustement d'un cours d'eau étaient en grande partie fonction de sa puissance spécifique. Les travaux pionniers de Brookes sur ce sujet (1988), repris dans Wasson *et al.* (1998), ont largement défriché le terrain. D'une manière synthétique, les résultats de Brookes permettent d'identifier deux seuils de puissance spécifique :

- un seuil « majeur » apparaît aux environs de 35 W/m^2 , au-dessus duquel la puissance naturelle de cours d'eau anciennement chenalisés a permis à ces derniers de réajuster leurs formes et de retrouver petit à petit une géométrie plus naturelle ;
- un seuil mineur est visible aux environs de 25 W/m^2 , en dessous duquel la dynamique n'a pas permis de retour à la morphologie primitive ;
- les autres valeurs de puissance ne permettent pas d'identifier de seuils supplémentaires.

Figure 38



Les seuils de puissance spécifique (d'après Brookes, 1988 in Wasson et al., 1998).

■ L'érodabilité des berges

Nos propres investigations nous conduisent à penser que ces seuils proches de 25 - 35 W/m² peuvent être affinés et relativisés en fonction des caractéristiques sédimentologiques des berges des cours d'eau et notamment de leur érodabilité, elle-même fonction de la nature cohésive ou non des alluvions constituant le fond de vallée.

Ainsi des cours d'eau à faible puissance (10 - 15 W/m²) peuvent présenter une activité géodynamique relativement importante si leurs berges sont pas ou peu cohésives et s'ils reçoivent de l'amont une certaine quantité d'alluvions grossières qui, par leur dépôt sous forme de bancs, activent les processus d'érosion sur les berges opposées.

A l'inverse, des cours d'eau plus puissants (40 - 50 W/m²), mais coulant dans une plaine alluviale composée de sédiments plus cohésifs (argiles, limons, sables limoneux), sont moins actifs, surtout si les apports solides provenant de l'amont sont modestes et formés de particules de dimensions réduites.

Il n'existe pas à ce jour de méthode normalisée de détermination de l'érodabilité des berges (mis à part le coefficient de Schumm qui quantifie la part des éléments cohésifs dans la tenue de la berge, cf. le paragraphe sur la géométrie hydraulique). Nous proposons dans le chapitre « Outils d'une étude hydromorphologique » quelques éléments méthodologiques accompagnés d'exemples visuels permettant une approche simplifiée de ce paramètre.

■ Les apports solides

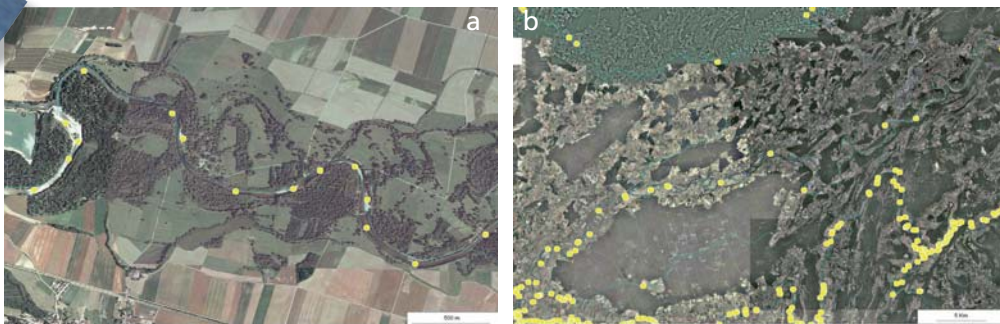
Outre leur rôle dans l'activation des processus d'érosion latérale sur lequel nous reviendrons (effet déflecteur de l'écoulement), les apports et les dépôts de charge sédimentaire grossière sont extrêmement importants en termes d'équilibre géodynamique (balance de Lane). Ils sont en outre à l'origine de la présence d'un **substrat alluvial** qui constitue l'habitat indispensable à de nombreux organismes composant les biocénoses aquatiques et ripicoles.

Aucune méthodologie n'a encore été développée à ce jour pour classer de manière simple l'intensité des apports solides à un cours d'eau. La méthode simplifiée que nous utilisons actuellement est basée sur l'analyse des photographies aériennes de l'Institut Géographique National (IGN), et notamment la BDOrtho au pixel 0,5 m (voir le chapitre « Outils d'une étude hydromorphologique »). Cette approche n'est que qualitative puisqu'elle s'intéresse uniquement à la cartographie des zones de stockage. Elle n'est présentée ici qu'à titre indicatif et mériterait un approfondissement pour être utilisable de manière normalisée.

Deux niveaux de précision peuvent être utilisés :

- soit une simple représentation par un point d'une macroforme alluviale (figures 39 et 40) ;
- soit une digitalisation plus précise des contours de ces masses alluviales, permettant de mieux quantifier les processus (superficie des macroformes, figure 41) .

Figure 39

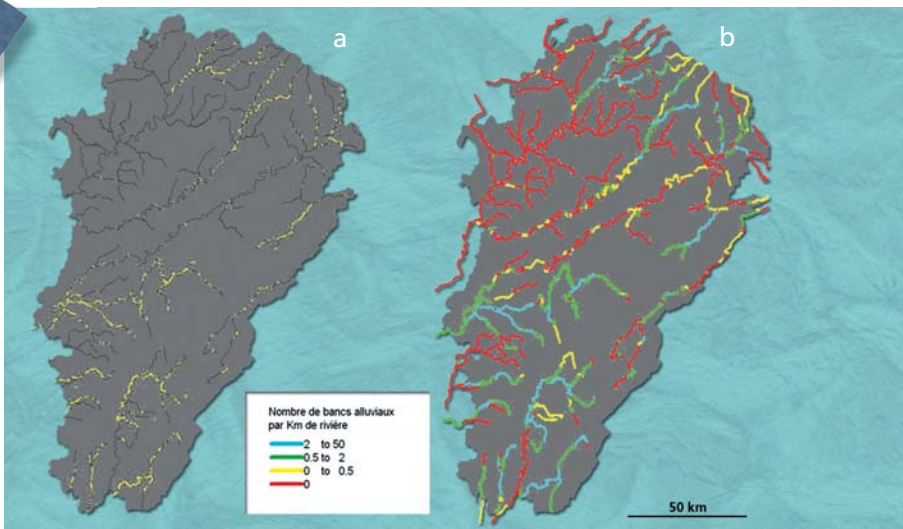


Franche-Comté. Exemples de localisation et de cartographie simplifiée sous SIG des bancs alluviaux visibles (in Malavoi et al., 2006). Chaque banc alluvial est simplement représenté par un point.

a- b- Fond BD ORTHO © 2001. © IGN 2010

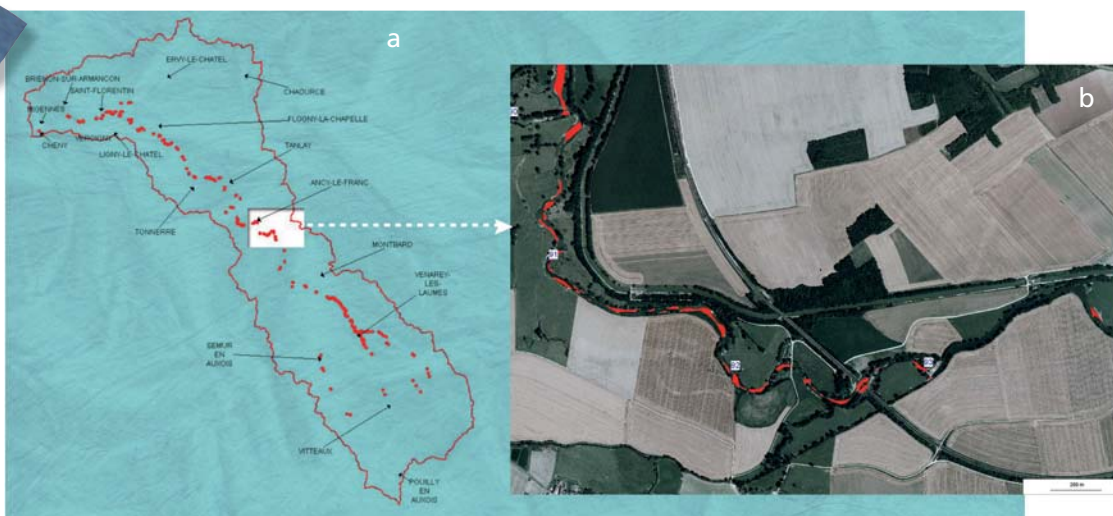
Le résultat peut ensuite être présenté sur une carte synthétique permettant de distinguer les rivières en fonction de la densité des zones de stockage alluvial. On peut représenter l'information sous une forme brute (ci dessous, nombre de bancs par kilomètre de rivière), ou adimensionnalisée (nombre de bancs par unité de largeur du cours d'eau).

Figure 40



Exemple de cartographie de la densité kilométrique des bancs alluviaux exondés sur les rivières de Franche-Comté (Malavoi et al., 2006). (a) Levé « brut » des bancs sous forme de « points », (b) synthèse cartographique.

Figure 41



Exemple de digitalisation des bancs alluviaux (L'Armançon). Les chiffres en bleu sont les distances en km (PK) par rapport à la confluence avec l'Yonne. (Malavoi et Hydratec, 2007).

Fond BD ORTHO © 2002. © IGN 2010

Trois biais entachent cependant cette méthode d'une incertitude notable concernant l'évaluation du transport solide réel des cours d'eau :

- le débit lors des prises de vue de l'IGN, qui, s'il est élevé, peut masquer la présence de bancs alluviaux et, s'il est très bas, peut exagérer leur densité. Il faudrait, dans l'absolu, réaliser cette étude pour un débit équivalent sur tous les cours d'eau (débit moyen mensuel sec interannuel par exemple). La confrontation de la date de la prise de vue et des données hydrologiques disponibles à l'échelle du secteur d'étude permet cependant de lever une grande partie de l'incertitude ;
- la présence de la végétation riveraine qui masque parfois tout ou partie du cours d'eau. La méthode fonctionne bien dans les tronçons où les ripisylves ont été supprimées... Ce biais peut avoir des incidences sur le transport solide observé qui risque d'être fortement sous-estimé dans les tronçons où le chenal est masqué ;
- la présence de remous de seuils ou barrages, qui peuvent eux aussi masquer des bancs existants, mais ces derniers sont alors submergés (à noter que les sédiments sont aussi en grande partie piégés jusqu'à la réalisation d'un profil d'équilibre en arrière de l'obstacle).

NB Des mesures complémentaires de terrain peuvent s'avérer nécessaires pour compléter ces données en fonction des besoins de l'étude (par exemple : volume/épaisseur/granulométrie des bancs alluviaux dans le cas d'une étude visant à mieux cerner le transport solide du cours d'eau).

Proposition de typologie géodynamique simplifiée

Sur la base de ces trois variables et malgré les imperfections qui subsistent quant à leur mesure, il semble possible de proposer une typologie géodynamique simplifiée, qui pourrait être mise en œuvre à l'échelle nationale ou renseignée progressivement dans le cadre d'études ponctuelles (contrats de rivières, Sage, etc.) :

- puissance spécifique - ω ;
- érodabilité potentielle naturelle des berges (abstraction faite des protections éventuellement existantes) - B ;
- apports solides - A.

Tableau 3

Les 4 classes des variables permettant de discriminer la réactivité géodynamique des cours d'eau.

	1	2	3	4
Puissance spécifique - ω	< 10 W/m ²	10 - 30 W/m ²	30 - 100 W/m ²	> 100 W/m ²
Erodabilité des berges - B	Nulle	Faible	Moyenne	Forte
Apports solides - A	Nuls	Faibles	Moyens	Forts

Ainsi, pour le type $\omega 4/B3/A3$ (à forte puissance spécifique, apports solides et érodabilité des berges moyens), le cours d'eau est probablement très réactif et les travaux de restauration qui pourraient y être réalisés seraient efficaces et avec des résultats positifs rapides. A l'inverse, un type $\omega 1/B2/A1$ (très faible puissance, érodabilité des berges faible et apports solides nuls) est peu dynamique, plus sensible aux altérations hydromorphologiques, plus difficile à restaurer.



Variables de réponse ou d'ajustement

45

47 ■ Le profil en long

51 ■ La géométrie en travers

Nous avons vu que les caractéristiques et les fluctuations des diverses variables de contrôle présentées plus haut régissent les processus géodynamiques fluviaux et les formes qui en résultent. Les cours d'eau s'ajustent donc à ces caractéristiques grâce à un certain nombre de variables de réponse (ou d'ajustement), et notamment :

- leur pente (profil en long) ;
- leur largeur et leur profondeur à pleins bords (profil en travers) ;
- leur style fluvial (méandres, tresses, anastomoses, etc.), question qui sera développée dans un chapitre à part entière.

Figure 42

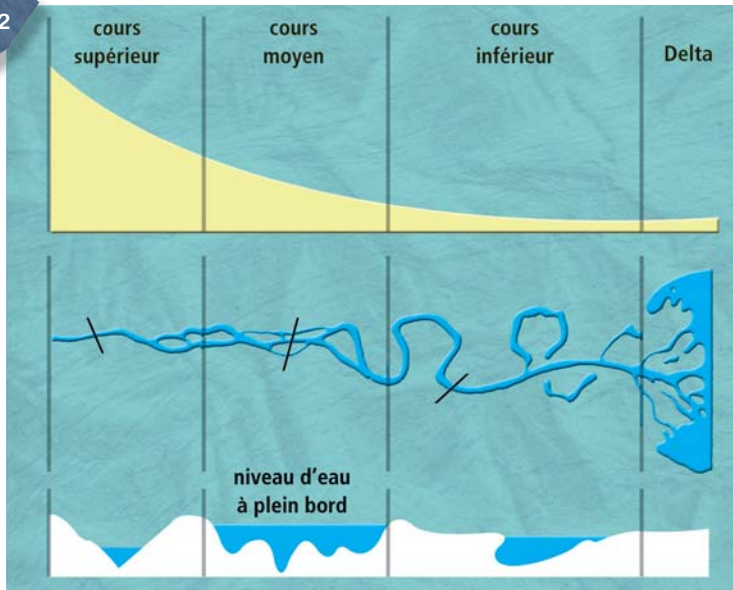


Schéma théorique de l'évolution amont/aval d'un cours d'eau et des caractéristiques des trois grandes variables de réponse (pente, style fluvial, géométrie en travers).

L'ordre d'ajustement de ces variables (en référence à leur importance relative) n'est toujours pas clairement déterminé à ce jour : est-ce le profil en long qui s'ajuste en premier, puis la géométrie en travers, puis le style fluvial ? Tous ces paramètres s'ajustent-ils en même temps ? D'autres variables complémentaires interviennent-elles ? Etc. Des études sur modèles physiques semblent surtout montrer une très forte variabilité de la nature et de l'intensité des réponses.

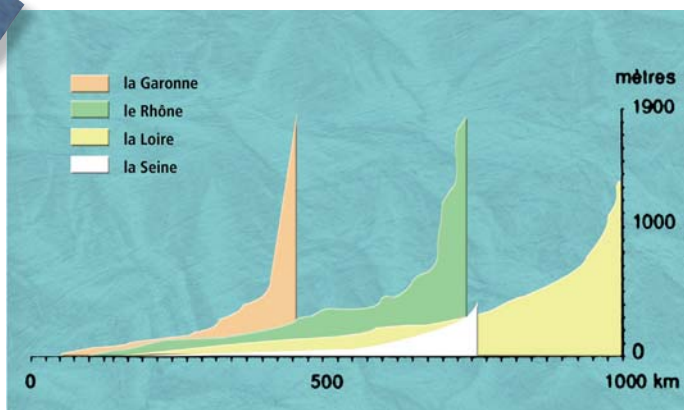
Le profil en long

Nous ne développerons ici que l'analyse globale du profil en long. L'analyse détaillée sera abordée dans la partie concernant les styles fluviaux.

Concept de profil d'équilibre

A l'échelle de milliers, voire de millions d'années, l'ajustement du profil en long d'un cours d'eau se traduit par une forme concave caractéristique, souvent nommée profil d'équilibre. Cette forme est le **résultat de l'équilibre dynamique entre les processus d'érosion/dépôt** autour des conditions moyennes des variables de contrôle qui ont prévalu jusqu'à ce jour. Il faut noter que l'activité tectonique, entre autres, peut fortement perturber ce joli concept...

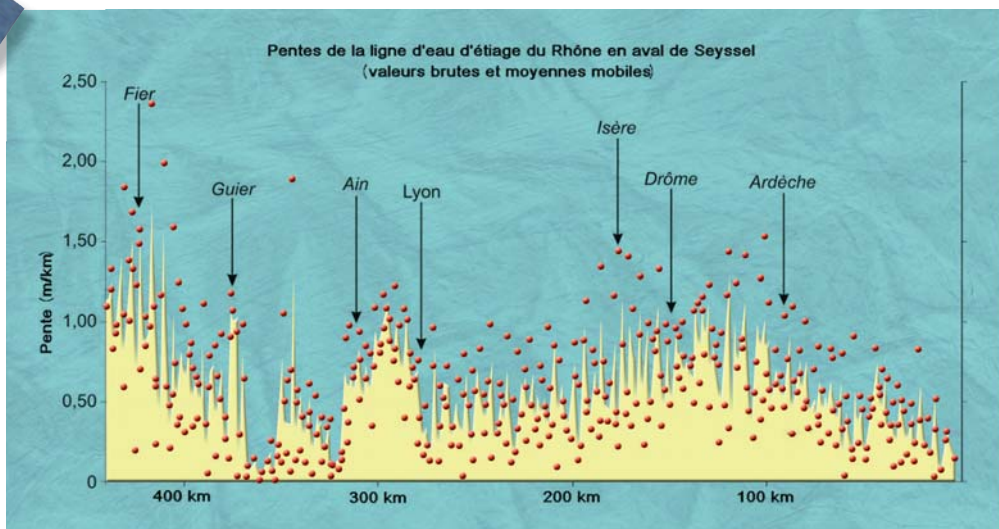
Figure 43



Exemple de profils en long de quelques grands cours d'eau français.

On constate en effet souvent qu'un profil en long, même « d'équilibre », peut ne pas être totalement « lisse » (comme celui de la Loire ou de la Seine) et présenter des variations parfois brutales, liées par exemple à des changements géologiques ou physiographiques.

Figure 44



Variations de la pente kilométrique du Rhône entre Seyssel et la mer. Données de 1860, antérieures aux grands aménagements (Bravard, 2010).

La figure 44 (Bravard, 2010) montre un profil en long du Rhône qui est très éloigné de la forme lisse théorique (on se situe dans les 400 derniers kilomètres aval du Rhône dont l'ensemble du profil est visible sur la figure précédente). Les fortes valeurs qui caractérisent les PK 280-300 et 370-420 sont directement liées aux apports de charge de fond des affluents d'origine montagnarde (Arve, Fier, Guiers et Ain) ; il s'agit donc d'une pente de transit. Le pic du secteur PK 340 est lié à des apports grossiers anciens (cônes torrentiels affluents) que le Rhône ne peut évacuer avec les débits actuels, ainsi qu'à des affleurements de roche dure. Les fortes valeurs observées à l'aval de l'Isère et jusqu'à la confluence de l'Ardèche sont liées à de forts apports solides, mais aussi au contrôle exercé par la tectonique qui a soulevé la moyenne vallée du Rhône à l'échelle du Quaternaire et permis l'exhumation de dalles calcaires (bien développées dans le secteur de Donzère-Mondragon).

Concept de « niveau de base » ou « niveau de contrôle aval »

L'**ajustement global** du profil en long d'un cours d'eau se fait généralement par rapport à un « niveau de base » ou « niveau de contrôle aval » qui peut être le niveau de la mer pour les fleuves ou la cote altitudinale du cours d'eau récepteur pour leurs affluents (figures 45a et 45b).

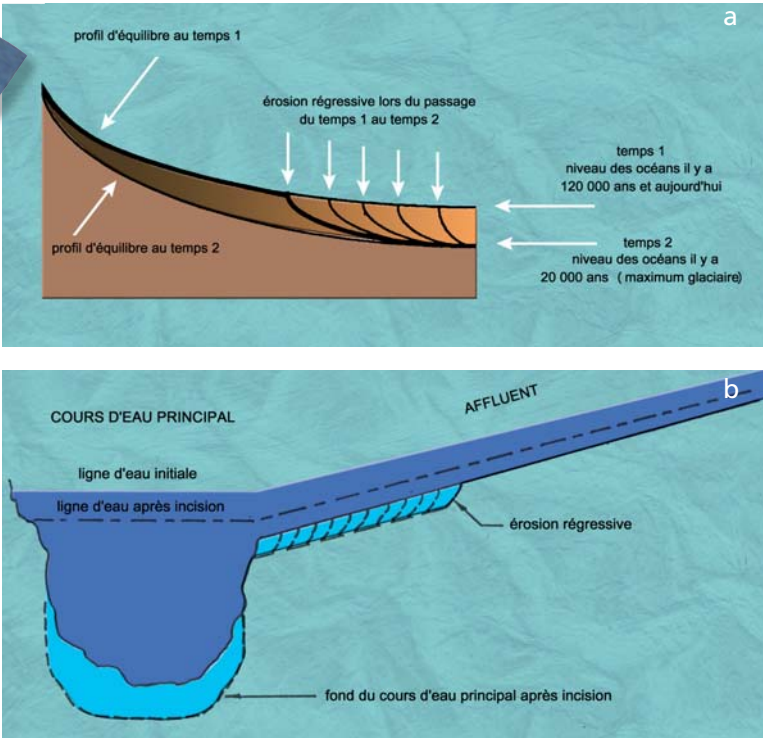
Les **ajustements locaux**, à l'échelle de tronçons géomorphologiques par exemple, peuvent se faire sur des points de contrôle plus localisés : un seuil naturel ou artificiel, un brusque rétrécissement ou élargissement de la vallée.

Si le niveau de base descend ou monte, pour des raisons naturelles ou anthropiques, le profil en long s'ajuste plus ou moins rapidement par **incision** (on parle alors d'**érosion régressive** : un nouveau profil en long s'établit à une altitude inférieure à partir du niveau de base imposé et se raccorde au profil primitif par une rupture de pente qui recule vers l'amont (*knickpoint*) ou **exhaussement** (le cours d'eau remblaie son chenal pour rattraper le niveau imposé et se dote d'une pente plus faible, au moins dans la partie aval de son cours).

■ Exemples d'ajustements « globaux » du profil

Dans l'exemple ci-dessous, l'érosion régressive se produit à l'échelle des millénaires en cas d'abaissement du niveau marin (- 120 m il y a 20 000 ans) et l'exhaussement se produit en cas de remontée (entre -20 000 et 6000 ans avant l'Actuel).

Figure 45



a) Exemple d'ajustement théorique du profil en long d'un cours d'eau aux variations du niveau marin (mouvements eustatiques) liées aux glaciations. Si l'érosion est régressive lors du passage de - 120 000 ans à 20 000 ans, le dépôt (remblaiement) est progressif de - 20 000 ans à l'Holocène (actuel). (b) Ajustement par érosion régressive de l'ensemble du réseau hydrographique aux évolutions du niveau de base (ici, incision du cours d'eau principal).

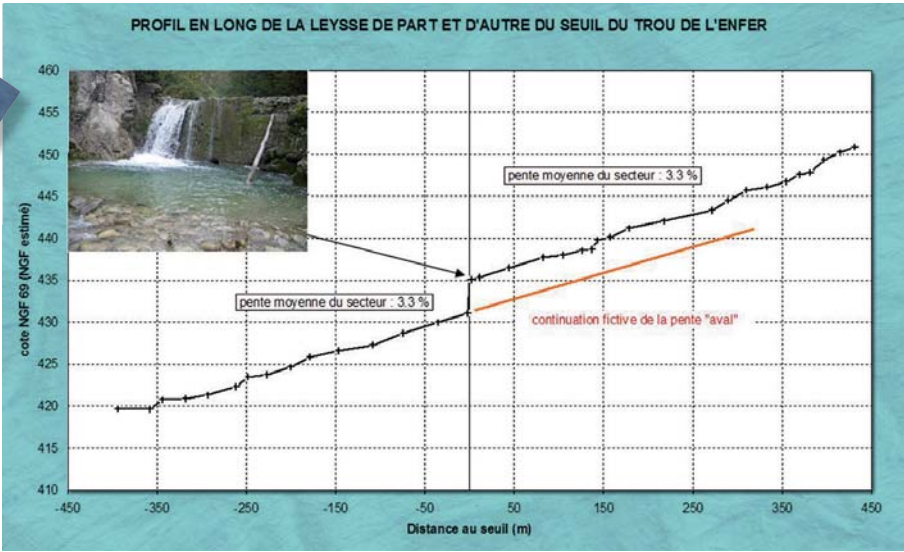
■ Exemples d'ajustements « locaux » du profil

Des aménagements fluviaux peuvent être à l'origine de profils en long ajustés localement.

Exhaussement régressif en amont d'un seuil

La construction d'un seuil sur un cours d'eau à forts apports de charge de fond, ici la Leysse (Savoie), se traduit après un siècle par deux tronçons ajustés de pente identique.

Figure 46



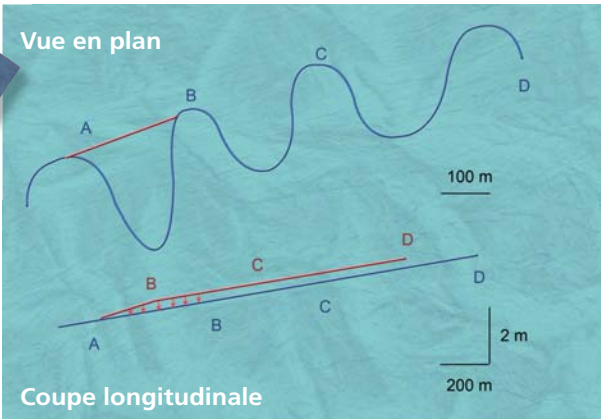
Ajustement local du profil en long sur un point de contrôle aval artificiel (seuil). La pente d'équilibre est la même de part et d'autre de l'ouvrage, mais décalée de +4 m en amont du seuil (Malavoi, 2007).

Erosion régressive suite à un rescindement de méandre

L'exemple théorique ci-dessous présente un cas « classique » d'ingénierie fluviale. Après rescindement d'un méandre en A-B, la pente locale est multipliée par le coefficient de sinuosité (ici 2,5). Tous les points (B-C-D) sont « rapprochés » de A de la différence de longueur entre A et B avant et après rescindement. La rivière va réduire cette pente pour retrouver sa pente d'équilibre, en s'incisant et en cherchant à recréer un nouveau méandre.

Si l'ajustement en plan est possible (pas de protections de berges suite au rescindement), l'érosion régressive sera limitée dans l'espace et dans le temps. Si le nouveau lit est protégé contre l'érosion latérale, l'érosion régressive pourra se propager très loin en amont. Pour éviter cela, les ingénieurs réalisent souvent un seuil de stabilisation du fond en B.

Figure 47



Exemple théorique d'un rescindement de méandre pouvant entraîner une érosion régressive (en bleu le lit mineur avant rescindement, en rouge, après rescindement. Attention : l'échelle du profil en long est différente de celle du tracé en plan car le linéaire total a été réduit de 15 % environ). La pente du cours d'eau est ici de 0,001.

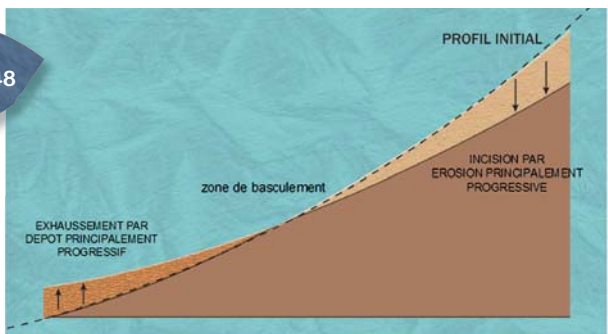
■ Ajustements liés aux modifications des débits liquides et solides

Indépendamment du contrôle externe exercé par le niveau de base, un profil en long peut aussi s'ajuster globalement et durablement sous l'effet de modifications importantes des apports liquides et solides. La balance de Lane permet de comprendre le rôle des deux variables de contrôle Q et Qs dans la modification du profil en long d'un cours d'eau.

L'exemple de la figure 48 présente l'évolution d'un profil en long sous l'effet d'une réduction drastique des apports solides. L'ajustement du profil se traduit par une incision généralisée, principalement sous l'effet de processus d'érosion progressive. Contrairement à l'érosion régressive, dont un exemple a été vu ci-dessus, l'incision du lit par érosion progressive est due à un déficit sédimentaire. La rivière, dissipant moins d'énergie dans le transport des sédiments, dispose de plus de **compétence** pour éroder le fond de son lit. Elle l'érode donc de l'amont vers l'aval jusqu'à retrouver une saturation en charge grossière et/ou jusqu'à obtenir une pente ne permettant plus le transport de sédiments (**pente dite de « non transport »**). Le Rhône à l'amont du confluent de l'Ain fournit un bon exemple d'érosion progressive réalisée sur un pas de temps long (depuis la fin de la dernière période glaciaire).

La figure suivante illustre un double ajustement du profil en long. La partie amont du cours d'eau, déficitaire en alluvions grossières, s'incise. La partie aval, qui reçoit les matériaux érodés sur le fond (voire sur les berges si celles-ci sont érodables), s'exhausse. On parle ici de **basculement du profil en long** de part et d'autre d'un point ou d'une zone de basculement.

Figure 48

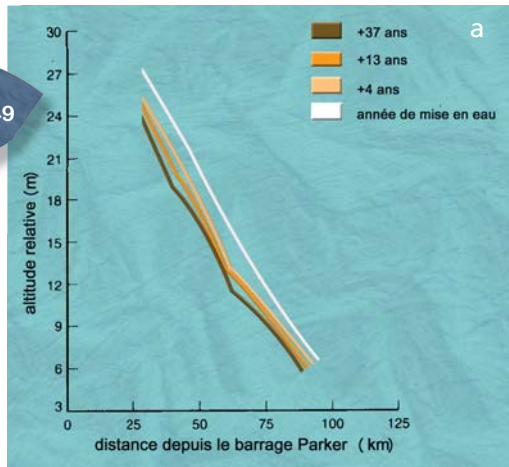


Exemple d'ajustement du profil en long sous l'effet d'une réduction importante des apports solides. On parle parfois de « basculement » du profil en long.

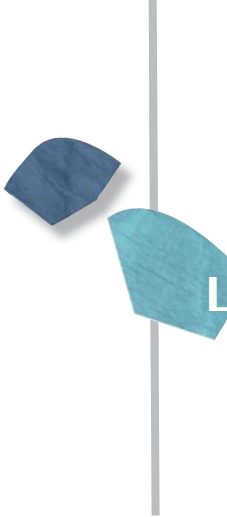
■ Ajustements liés à des interventions anthropiques

Un phénomène d'érosion progressive de ce type a souvent été observé en aval des barrages. Ces derniers ont pour effet de bloquer presque intégralement la charge alluviale provenant de l'amont et de provoquer un réajustement à leur aval. L'exemple ci-dessous illustre clairement ce phénomène sur le Colorado (Williams et Wolman, 1984). On constate que l'incision s'est propagée très rapidement vers l'aval et on observe encore une incision de plus de 2 m à 90 km de l'ouvrage ! Parallèlement, un exhaussement est observé à 150 km (figure 49b).

Figure 49



(a) Incision du lit du Colorado en aval du barrage Parker (Williams et Wolman, 1984). (b) Exhaussement progressif à 150 km en aval lié à la sédimentation (bancs alternés) des matériaux érodés en amont (Google Earth).



La géométrie en travers

En complément ou indépendamment de l'ajustement dans le plan vertical, tout cours d'eau possédant un minimum d'espace de mobilité (concept sur lequel nous reviendrons) et une puissance suffisante, peut ajuster plus ou moins rapidement sa géométrie en travers aux fluctuations naturelles ou artificielles des variables de contrôle (et aux interventions humaines directes qu'il peut subir).

De la même manière que pour le profil en long et les styles fluviaux (détaillés au chapitre suivant), on admet que les cours d'eau sont capables de développer **une géométrie en travers d'équilibre**, adaptée aux conditions moyennes d'apports liquides et solides qui ont prévalu jusqu'à ce jour ainsi qu'aux autres variables de contrôle (pente et largeur de la vallée, nature de ses alluvions, végétation rivulaire).

Notions de géométrie hydraulique

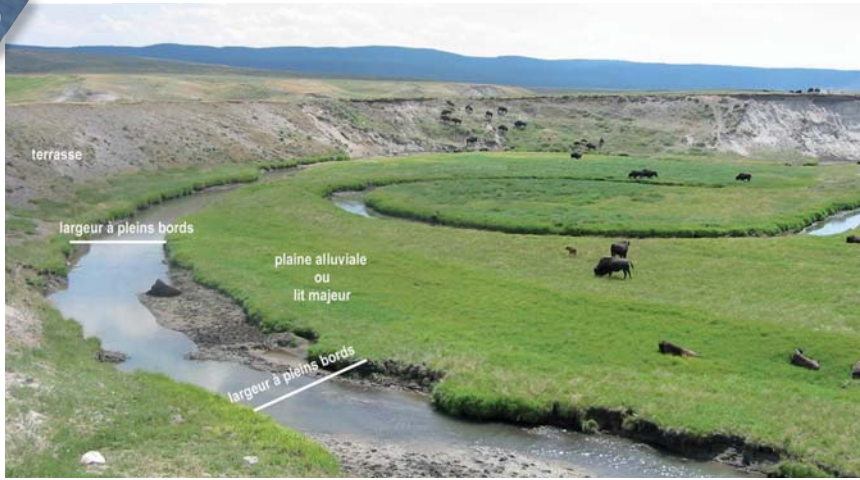
Les ingénieurs anglo-indiens ont cherché dès le XIX^e siècle à créer en Inde des canaux d'irrigation dont les formes en plan, en long et en travers pourraient rester stables dans le temps, afin de garantir les débits d'alimentation et réduire les coûts d'entretien (notamment liés aux problèmes de la sédimentation à l'aval des prises d'eau connectées à des cours d'eau à forte charge en suspension). Sur la base d'expérimentations nombreuses, ils ont mis au point la **théorie du « régime »** reliant débit, largeur, profondeur et pente.

Cette théorie a été reprise au cours du XX^e siècle pour expliquer puis prédire les caractéristiques géométriques des rivières naturelles. De nombreuses mesures ont été réalisées sur des cours d'eau naturels depuis les années 1950, tant en Grande-Bretagne qu'aux États-Unis. Elles ont abouti à une théorie du « régime » étendue, appelée **théorie de la « géométrie hydraulique »**. Les travaux pionniers sont ceux de Leopold et Maddock (1953) et Hey et Thorne (1986). Leurs observations ont permis de démontrer les fortes corrélations existant entre le débit entrant dans un cours d'eau (ou le substitut du débit qui est la surface de son bassin versant) et les caractéristiques géométriques de celui-ci en un point donné.

■ La géométrie à pleins bords

Les mesures de géométrie en travers qui ont la signification géomorphologique la plus importante sont celles qui correspondent aux **caractéristiques du lit moyen à pleins bords**, c'est-à-dire avant débordement dans la **plaine alluviale** ou **lit majeur**. Cette notion de pleins bords est par ailleurs utilisée par les juristes pour décrire l'emprise du domaine public fluvial sur les cours d'eau domaniaux. On parle alors de *plenissimum flumen*. La largeur et la profondeur sont donc mesurées dans ces conditions de pleins bords, illustrées par la photo ci-après.

Figure 50



© J.R. Malavoi

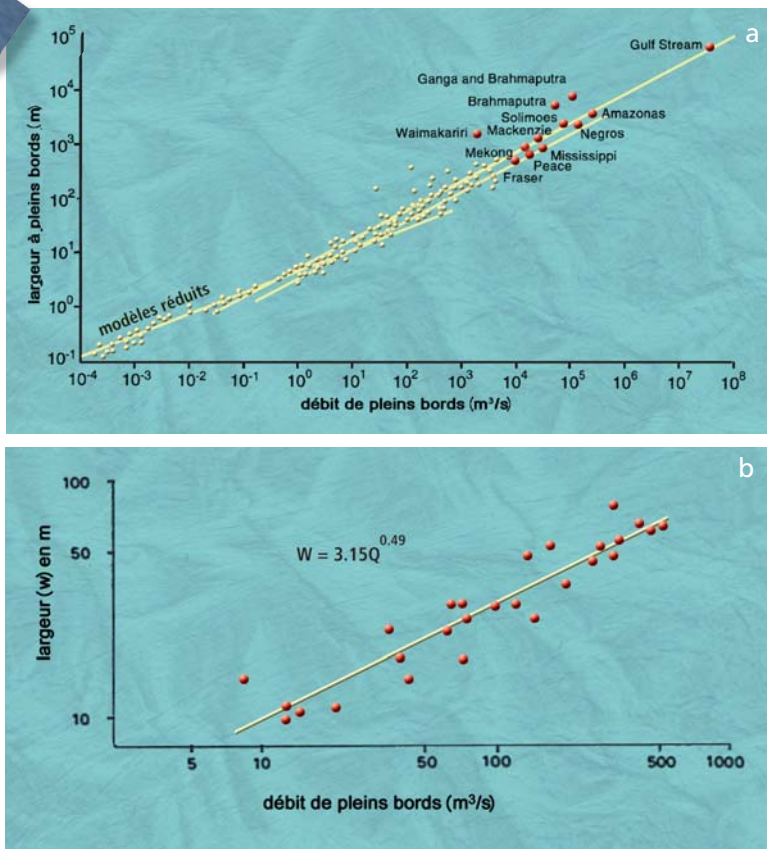
Exemple de mesure des caractéristiques d'un lit de « pleins bords » (petite rivière dans le parc de Yellowstone, USA).

■ Quelques chiffres

Les exemples ci-dessous présentent quelques résultats de mesures ayant permis de développer des équations de géométrie hydraulique. Notons que si les premières mesures et les équations dérivées étaient réalisées sans tenir compte des spécificités régionales (climat, géologie) ou locales (présence de végétation rivulaire, texture des berges) et montraient donc une forte dispersion, de plus en plus d'études sont régionalisées ou « thématiques » (végétation rivulaire, cours d'eau en BV urbains ou ruraux, etc.) et permettent d'augmenter la précision des modèles.

52

Figure 51

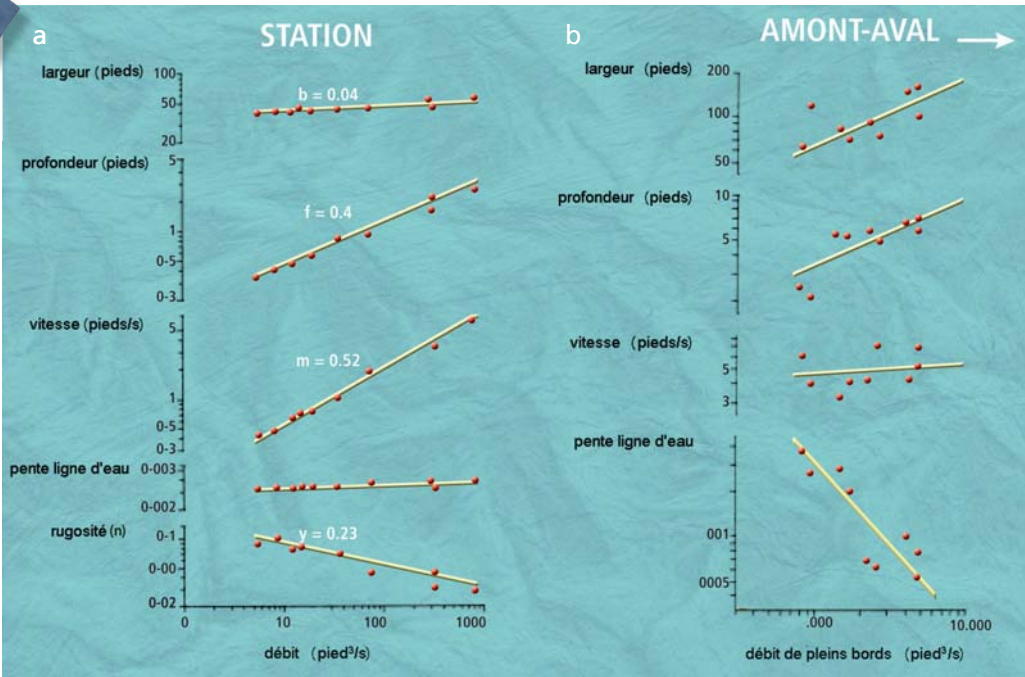


Exemples de relations entre le débit de pleins bords et la largeur du lit (Schumm, 1960).

La plupart des chercheurs ont travaillé sur deux approches des relations de géométrie hydraulique :

- la **géométrie stationnelle** (*at-a-station hydraulic geometry*) qui permet de visualiser l'évolution des paramètres géométriques sur le site d'une station (à l'échelle par exemple d'un profil en travers), lorsque le débit augmente ;
- la **géométrie amont-aval** (*downstream hydraulic geometry*) qui permet de visualiser l'évolution de ces mêmes paramètres sur un même cours d'eau mais en progressant de l'amont vers l'aval, cette évolution traduisant l'effet d'une augmentation du débit à pleins bords.

Figure 52



Exemples de relation de géométrie hydraulique a) à la station et b) de l'amont vers l'aval (Wolman, 1955).

Les **équations de géométrie hydraulique** sont basées sur les corrélations observées entre le débit et les caractéristiques géométriques du lit, généralement sous la forme suivante :

$$y = aQ^b$$

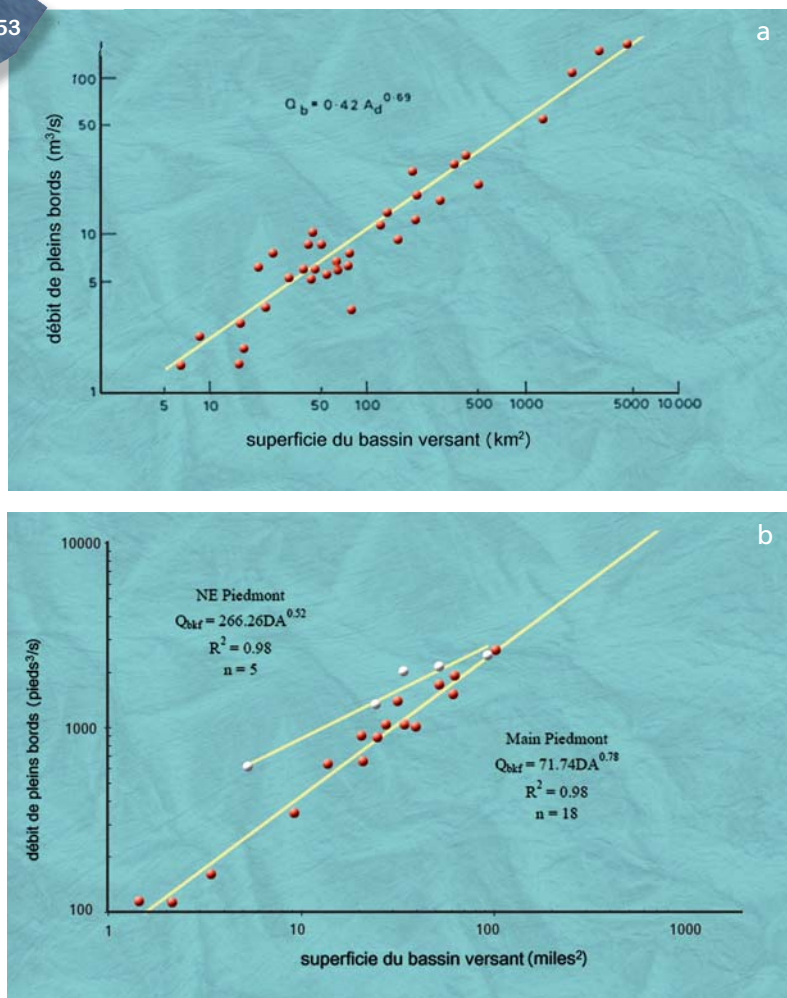
où y est une dimension du lit (largeur, profondeur), Q un débit de référence (le débit de pleins bords dans le cas de la géométrie amont-aval, de l'étiage à la crue de pleins bords dans le cas de la géométrie à la station) et a et b des constantes, souvent homogènes à l'échelle régionale, permettant d'ajuster la loi aux données de terrain.

Par ailleurs les relations entre un débit de référence et la superficie du bassin versant pouvant aussi être assez facilement identifiées et régionalisées (figure 53), un certain nombre d'équations de géométrie hydraulique sont proposées directement sous la forme suivante :

$$y = aSbv^b$$

où Sbv (superficie du bassin versant) remplace Q.

Figure 53



Exemples de relations entre la superficie du bassin versant et le débit de pleins bords. (a) Non régionalisées (Dunne et Leopold, 1978). (b) Régionalisées (McCandless et Everett, 2002).

Un exemple d'équations de géométrie hydraulique parmi les plus couramment utilisées est donné par Hey et Thorne 1986 (tableau ci-dessous). Les équations sont dérivées sur la base de mesures faites sur 62 rivières à graviers du Royaume-Uni. Notons que les auteurs font intervenir la végétation des berges comme paramètre de contrôle majeur.

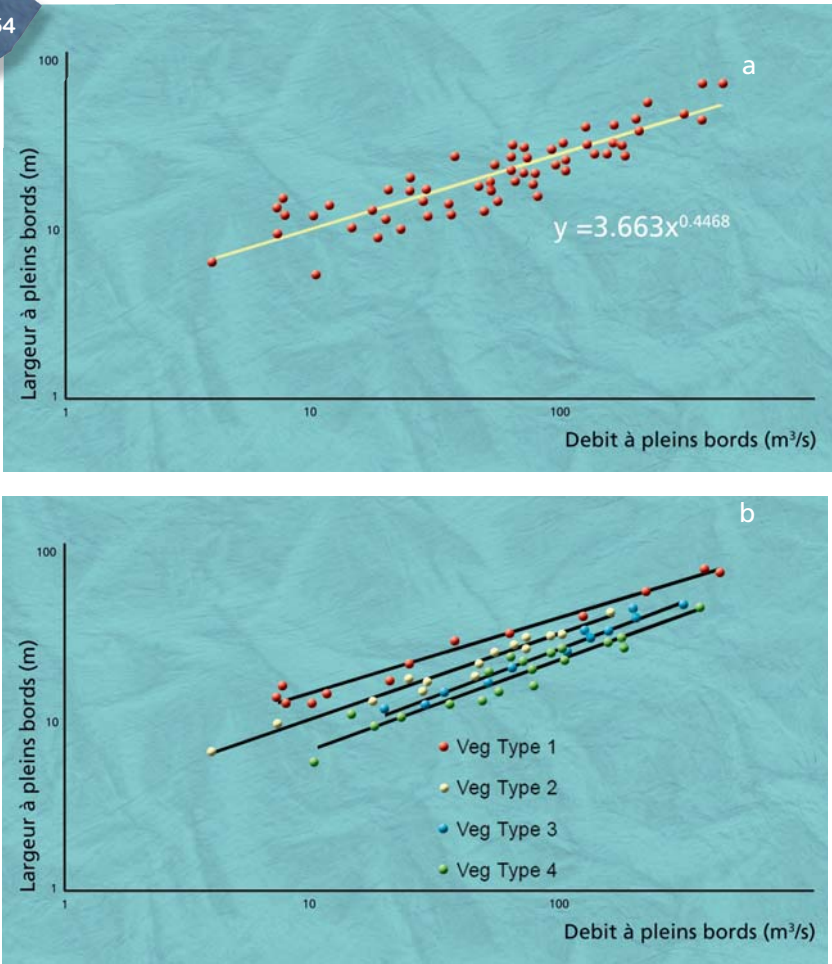
On voit ainsi que la largeur à pleins bords est quasiment divisée par 2 entre un tronçon de cours d'eau à berges non végétalisées (végétation type 1) et très végétalisées (végétation type IV).

Tableau 4

Les équations de Hey et Thorne et leur domaine d'application (1986).

Equations	Domaine d'application des équations (sur la base de l'échantillon étudié)
Largeur à pleins bords (w) W = 4.33 Q ^{0.5} (m) végétation type 1 W = 3.33 Q ^{0.5} (m) végétation type 2 W = 2.73 Q ^{0.5} (m) végétation type 3 W = 2.34 Q ^{0.5} (m) végétation type 4	Débit à pleins bords (Q) : 3.9 - 424 m³/s Débit solide à pleins bords (Qs) : 0.001 - 14.14 kg/s Diamètre médian des alluvions (D50) : 0.014 - 0.176 m Texture des berges : composites : gravier, sable fin, limon, argile Type de végétation rivulaire : 1 : 0 % d'arbres et arbustes, 2 : < 5 %, 3 : 5 - 50 %, 4 : > 50 %
Profondeur à pleins bords (d) D= 0.22 Q ^{0.37} D50 ^{-0.11} (m)	Pente de la vallée (Sv) : 0.00166 - 0.0219 Tracé en plan : rectiligne à méandrique
Pente de la ligne d'eau à pleins bords S=0.087Q ^{-0.43} D50 ^{-0.09} D84 ^{0.84} Qs ^{0.1}	Faciès dominants : radiers/mouilles

Figure 54



Les équations de géométrie hydraulique de Hey et Thorne (1986). (a) Présente le nuage de point sans séparer les types de végétation et (b) en les séparant. L'ajustement est bien meilleur.

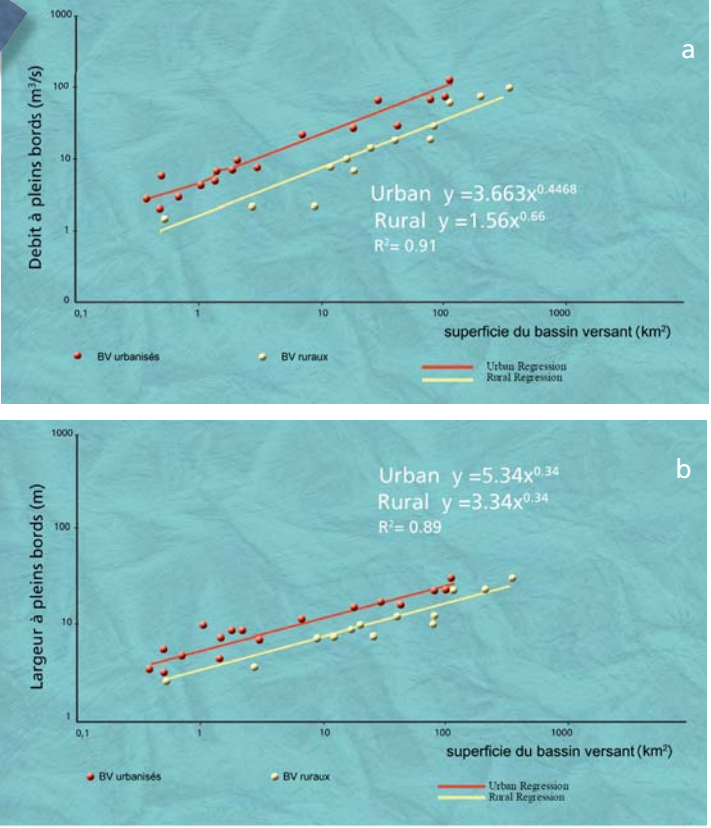
Ces équations peuvent présenter un grand intérêt en termes d'ingénierie hydromorphologique, notamment pour :

- évaluer l'impact d'aménagements hydrauliques (recalibrages, rectifications, etc.) ;
- déterminer les dimensions des lits à reconstruire dans le cadre d'opérations de restauration hydromorphologique.

Notons que des recherches sont toujours en cours pour améliorer les connaissances dans ce domaine.

Outre les aspects régionaux, les chercheurs intègrent par exemple aujourd'hui le niveau d'urbanisation du bassin versant (ci-dessous).

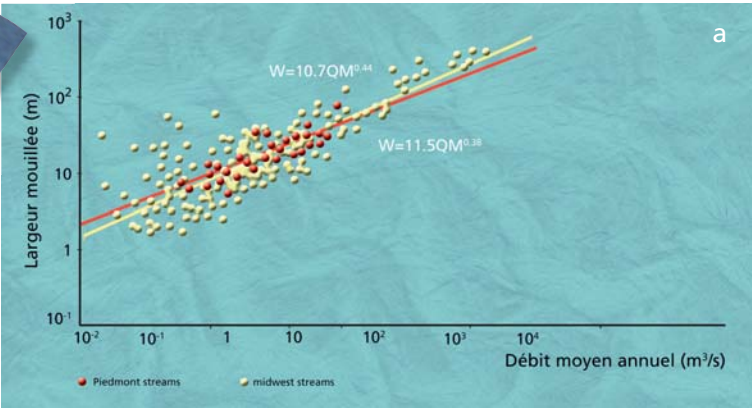
Figure 55



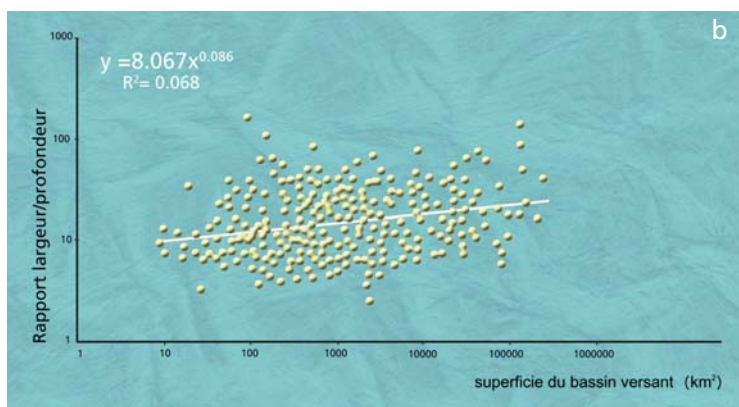
Exemples de relations de géométrie hydraulique intégrant le niveau d'urbanisation du bassin. On observe que, à superficie de bassin versant identique, les rivières à bassin versant urbanisé ont des débits plus importants et corrélativement des largeurs plus fortes que celles coulant en bassin rural (Harman et al., 1999).

Attention. La dispersion des données originales reste à parfois forte, même pour des données régionalisées (exemples ci-dessous). Il doit probablement manquer une discrimination sur d'autres variables de contrôle (végétation rivulaire, texture des berges, etc.). Il n'y a peut-être tout simplement aucune corrélation à trouver... (figure 56b).

Figure 56



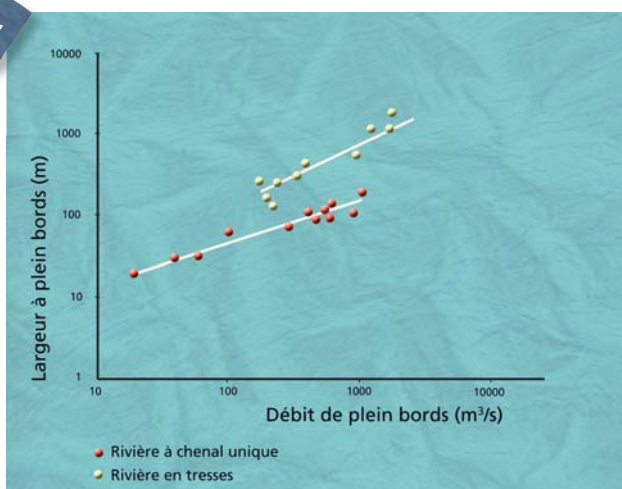
(a) Exemple de corrélations largeur mouillée/débit moyen régionalisées (Kolberg et Howard, 1995).



(b) Exemple de corrélation entre la surface du BV et le rapport largeur/profondeur (Tennakoon et Marsh, 2008, mesures régionalisées sur des rivières du Queensland australien). On observe régulièrement un facteur 10 d'écart entre les plus faibles et les plus fortes valeurs !

Notons aussi, mais nous y reviendrons, qu'à débit égal, les rivières en tresses sont généralement beaucoup plus larges (et beaucoup moins profondes) que les rivières à chenal unique. La figure ci-dessous indique un coefficient de l'ordre de 3 à 5 entre les deux types de fonctionnement.

Figure 57



Différence de largeur entre les rivières à chenal unique et les rivières en tresses, pour un débit équivalent (Ashmore, 1999).

Visualisons enfin, sur la figure suivante le résultat concret de la confluence de deux cours d'eau de même largeur, qui se traduit par un cours d'eau... deux fois plus large (c'est presque trop beau pour être vrai...).

Figure 58



Une application des lois de géométrie hydraulique. $6 + 6 = 12$ (Parc de Yellowstone, USA).

Le rapport largeur/profondeur

Le rapport de la largeur sur la profondeur moyenne à pleins bords (noté l/p) est une caractéristique géométrique intéressante à plusieurs titres.

D'un point de vue hydromorphologique, c'est un paramètre typologique **indicateur de l'activité géodynamique d'un cours d'eau**. Ainsi, les cours d'eau à dynamique plutôt active, caractérisés par des processus érosifs latéraux importants et des apports solides assez élevés, ont des rapports l/p plutôt forts (20 ou plus). Les **rivières en tresses** ont souvent des rapports l/p proches de 100 ou supérieurs à 100.

Figure 59

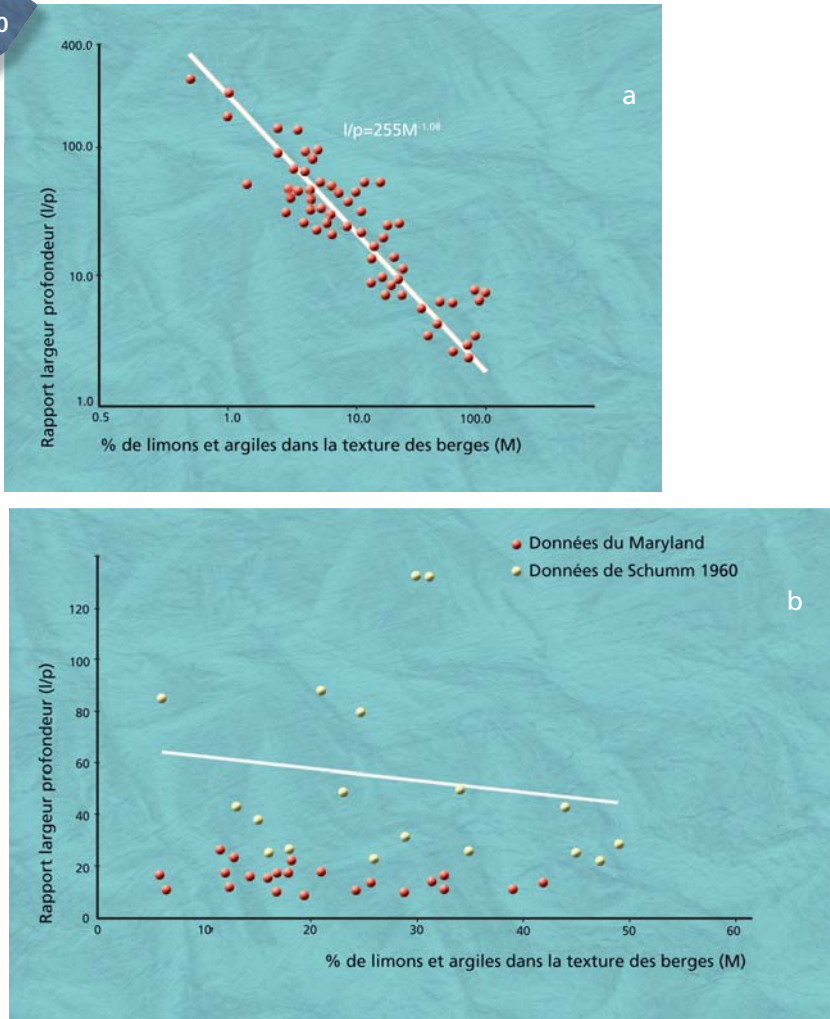


a- b- c- d- © J.R. Malavoi

Quelques exemples de valeurs de rapport largeur/profondeur. On visualise bien la corrélation avec l'intensité des processus géodynamiques (érosion latérale et transport solide).

Le rapport l/p donne aussi des indications sur la **cohésion des berges** : plus celles-ci sont cohésives, plus les cours d'eau sont étroits et profonds. Inversement, si les berges sont peu cohésives, les cours d'eau ont tendance à être plus larges et moins profonds (figure 60). On retrouve ici les mêmes tendances que celles liées à la présence de végétation rivulaire, les deux paramètres (végétalisation et cohésion) jouant dans le même sens en favorisant l'érosion verticale aux dépens de l'érosion latérale ou l'inverse. Attention, là encore la dispersion est forte (facteur 3 à 5 entre les fourchettes basses et hautes) mais les approches régionales récentes tendent à la réduire.

Figure 60



(a) Rapport l/p en fonction du pourcentage de limons et argiles dans les berges (d'après Schumm, 1960). (b) Une partie des données de Schumm confrontées à des données du Maryland, très en dessous (McCandless et Everett, 2002).

Attention. Malgré les incertitudes qui subsistent, on voit bien à travers ces exemples qu'un **faible rapport largeur/profondeur (c'est-à-dire caractérisant un cours d'eau étroit et profond) n'est pas forcément synonyme de dysfonctionnement** hydromorphologique, comme on peut parfois le penser. Ce sont des caractéristiques qui peuvent être tout à fait naturelles et liées notamment à la texture des berges (qui est l'une des variables de contrôle secondaires). C'est l'étude hydromorphologique qui doit déterminer si ces caractéristiques sont naturelles ou liées à des altérations d'origine anthropique.

Le débit à pleins bords

Parmi les apports les plus intéressants de ces cinquante années de recherche sur les relations de géométrie hydraulique, on trouve l'analyse de la récurrence des débits à pleins bords (pour les mesures de terrain, voir le chapitre outils).

Dès les années 50, les pionniers de la géomorphologie fluviale (Wolman, Leopold, etc.) ont pu montrer que le **débit remplissant le lit moyen d'un cours d'eau avant débordement dans la plaine alluviale était un débit de fréquence relativement forte** (en général la crue annuelle à biennale). Plusieurs décennies de recherche ont confirmé ces mesures initiales et il est aujourd'hui couramment admis que le débit à pleins bords d'un cours d'eau est **proche de la crue journalière de fréquence biennale**, même si de légères différences régionales existent (voir tableau 5), notamment en fonction de la texture des berges et des caractéristiques du bassin versant (on trouve des rivières débordant à Q1an et d'autre à Q3ans, mais extrêmement rarement, sauf après intervention humaine, à Q0,5ans ou Q10ans).

NB Cette loi géomorphologique n'est valable que pour des cours d'eau peu anthropisés et n'est pas clairement démontrée pour les rivières en tresses.

Les raisons de cette géométrie adaptée à un débit fréquent sont encore mal connues. De nombreux auteurs invoquent le concept de débit dominant (*dominant discharge*), débit fréquent capable de modeler la section la plus efficace pour transporter régulièrement vers l'aval la quantité de sédiments fournie par le bassin versant. Ce débit dominant correspondrait au débit à pleins bords.

Tableau 5

Exemples de fréquence du débit de pleins bords selon divers auteurs (synthèse de Wilkerson, 2008).

Zone étudiée	Période de retour du débit à pleins bords (Qpb)	Auteurs
Ouest des Etats-Unis	1,4 (moyenne)	Castro et Jackson (2001)
Belgique	0,7 - 5,3	Petit et Pauquet (1997)
Moitié est des Etats-Unis	1,5	Leopold <i>et al.</i> (1995)
Wyoming (bassin de la Green river)	1,7 (médiane)	Lowham (1982)
Amérique du nord	1,58	Dury (1981)
Nord ouest du bassin du Colorado	1,18 - 1,4 (mode)	Andrews (1980)
Queensland (Australie)	1,1 - 1,85	Dury <i>et al.</i> (1963)
Angleterre et Pays de Galles	0,46	Nixon (1959)

Cette loi présente diverses applications très intéressantes dans le domaine de l'ingénierie hydromorphologique :

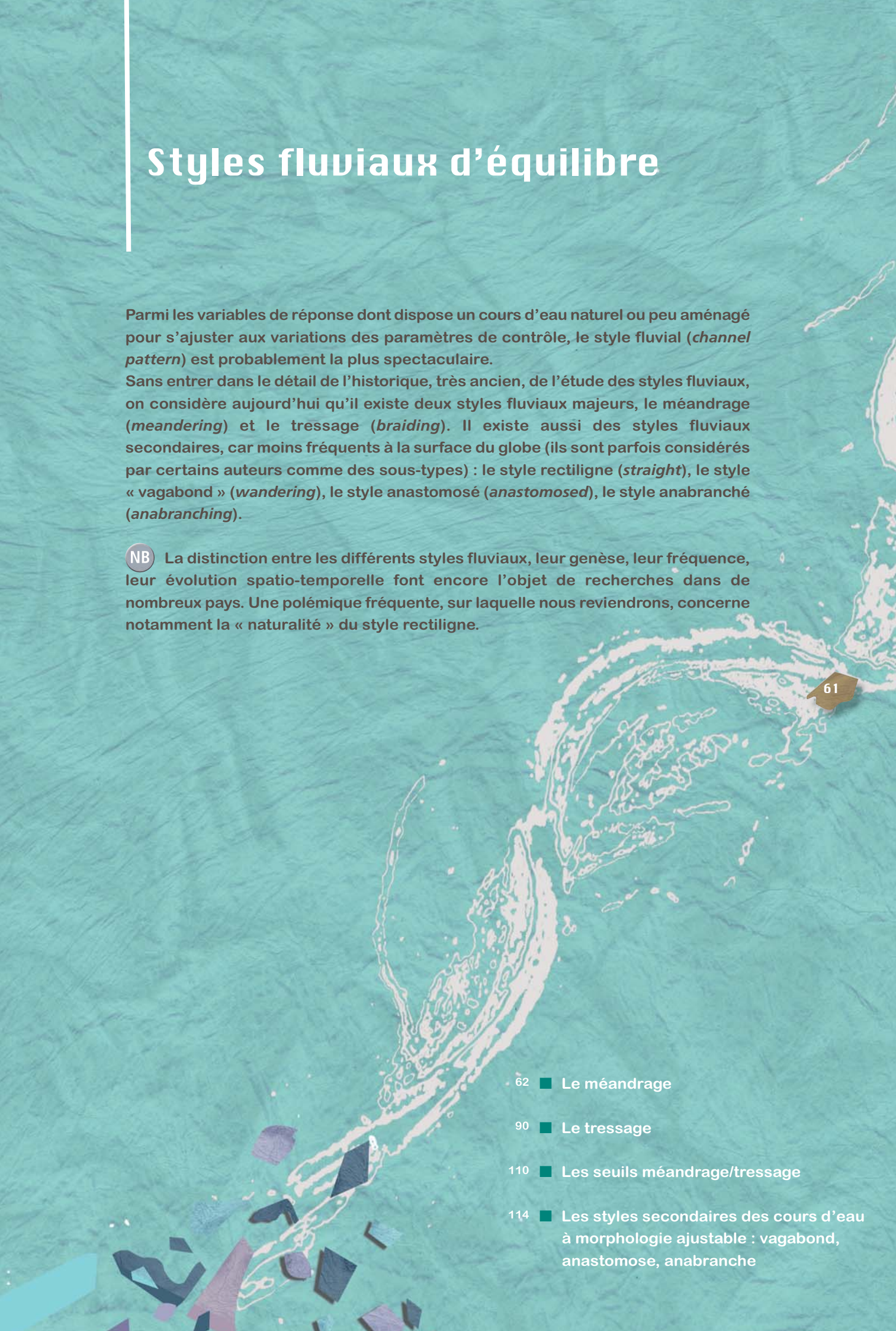
- elle permet de sensibiliser les riverains au fait qu'une rivière naturelle déborde souvent dans son lit majeur et qu'il ne s'agit donc pas d'un dysfonctionnement... mais plutôt d'un indicateur de bon fonctionnement ;
- elle permet d'identifier, voire de quantifier l'impact de certains types d'aménagements hydrauliques (recalibrages notamment). Si le débit à pleins bords s'éloigne notablement de Q2 (si le débordement ne se fait qu'à partir de Q5 par exemple), on peut être certain qu'il y a eu recalibrage, avec les conséquences hydromorphologiques et écologiques que l'on connaît (Wasson *et al.*, 1998) ;
- elle peut aider à dimensionner un nouveau lit dans le cadre d'une opération de restauration hydromorphologique.

Styles fluviaux d'équilibre

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

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

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

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

Le méandrage

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

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

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

Les différents types de méandres

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

■ Les méandres encaissés

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

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

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

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

Figure 61



b- © J.R. Malavoi

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

■ Les méandres contraints

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

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

Figure 62



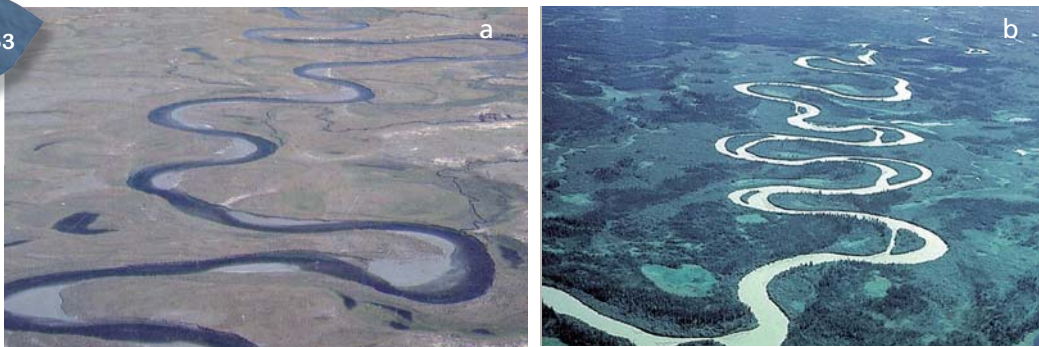
Méandres contraints par la présence de versants difficilement érodables (la Beaver au Canada). Notez la dissymétrie du tracé en plan. Les méandres semblent écrasés dans le sens de l'écoulement (de la gauche vers la droite).

63

■ Les méandres libres

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

Figure 63



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

a - b - © N.D. Smith

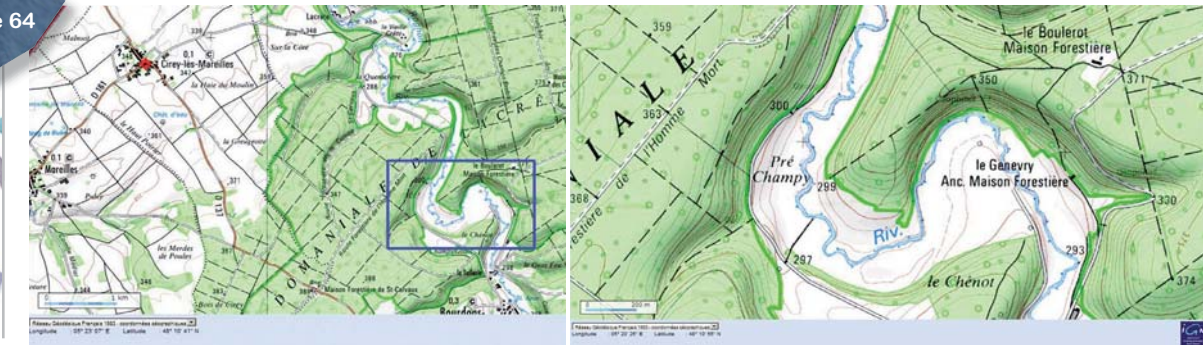
■ Les méandres de vallées

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

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

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

Figure 64



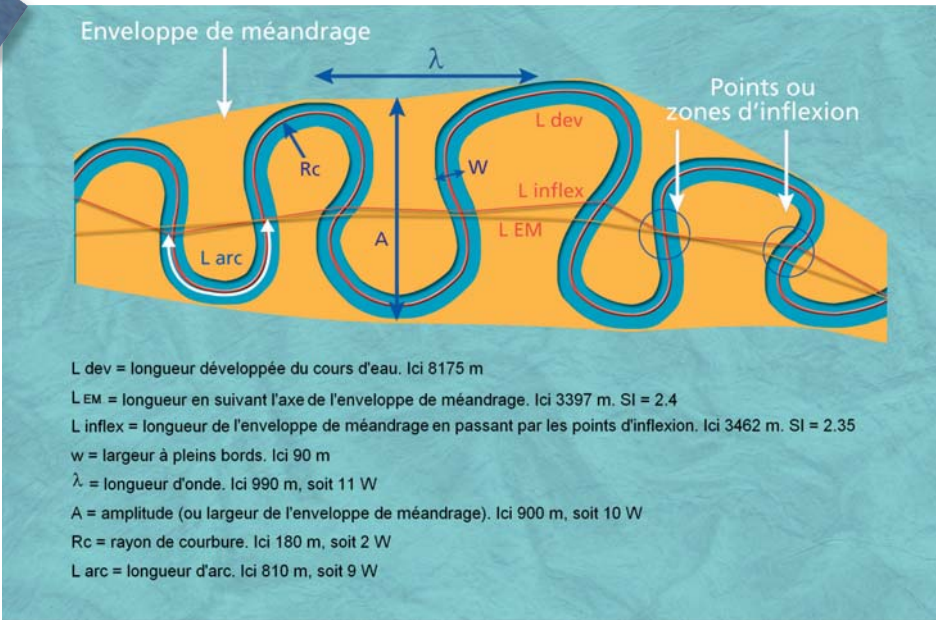
Les méandres de vallée du Rognon et le Rognon actuel, qui présente des caractéristiques morphométriques adaptées au climat contemporain. La largeur moyenne du fond de vallée est de 150 m et celle du cours d'eau actuel de 15 m. Celui-ci est presque aussi méandriforme que son « ancêtre ».

La morphométrie des rivières à méandres

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

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

Figure 65



Caractéristiques morphométriques des rivières à méandres.

■ La largeur à pleins bords

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

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

Figure 66



a- b- Extrait Géoportail. © IGN 2010.

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

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

Figure 67



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

66

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

■ Le coefficient de sinuosité

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

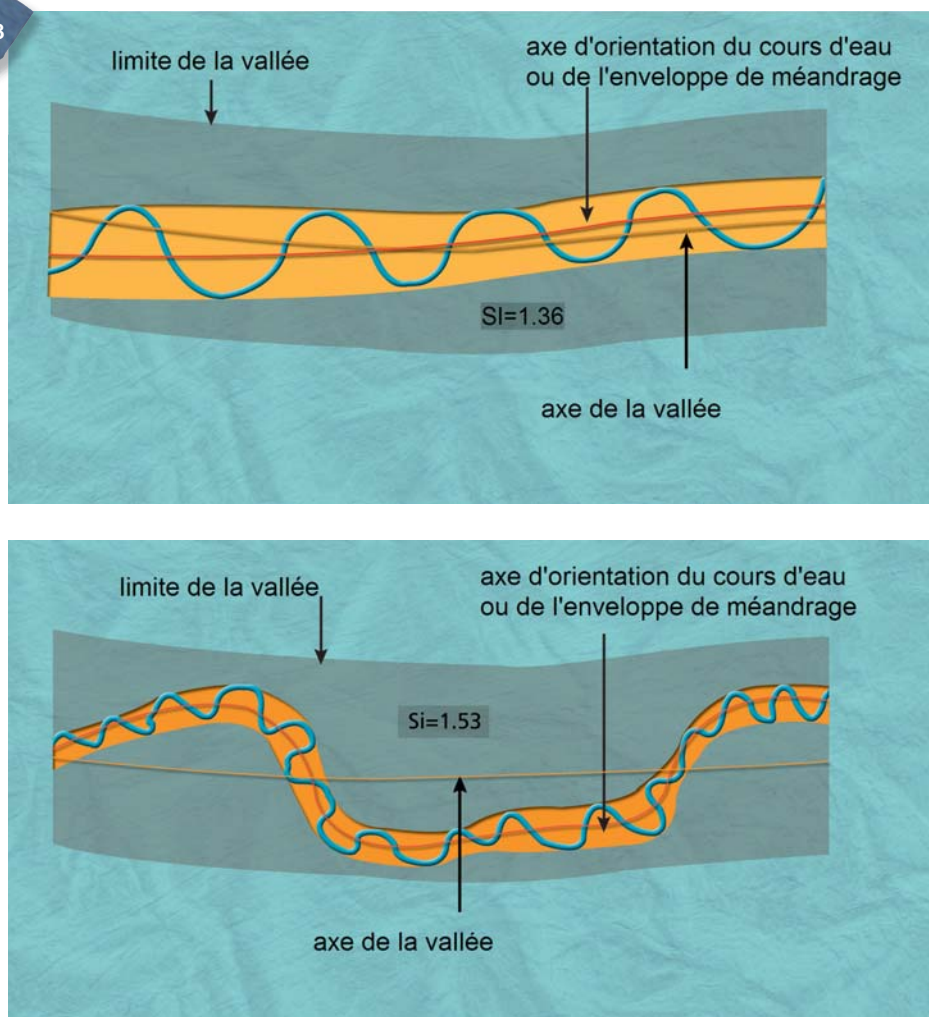
Méthode du rapport de longueur

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

Pour ce faire, deux options sont possibles :

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

Figure 68



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

Méthode du rapport de pentes

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

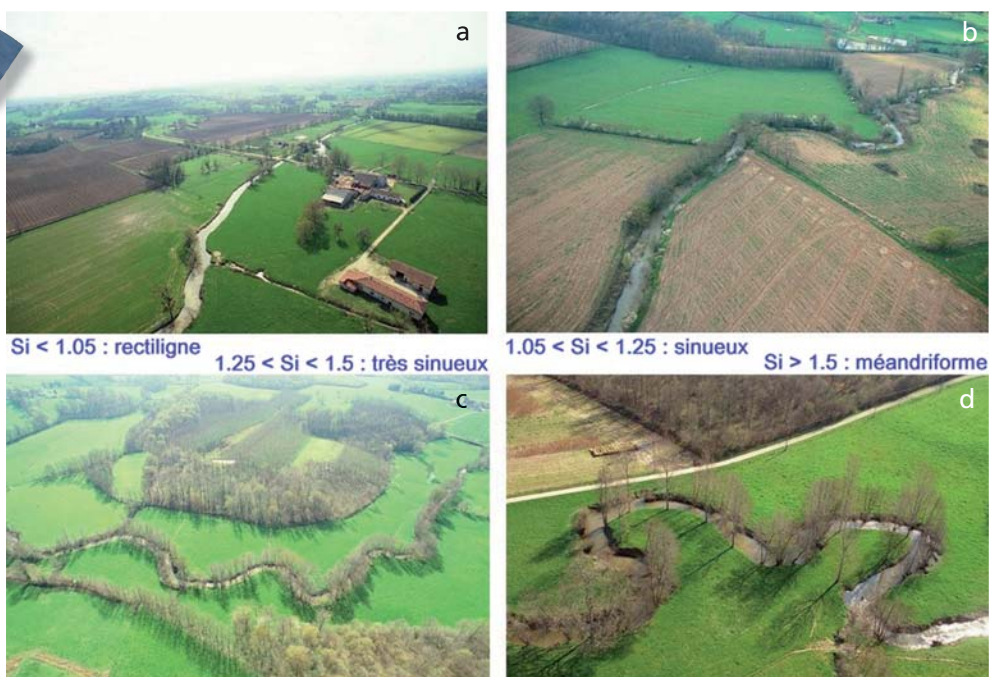
Classes de sinuosité

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

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

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

Figure 69



© a-b-c-d- C. Thévenet

Exemples visuels de quelques valeurs de coefficients de sinuosité.

Figure 70



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

Figure 71



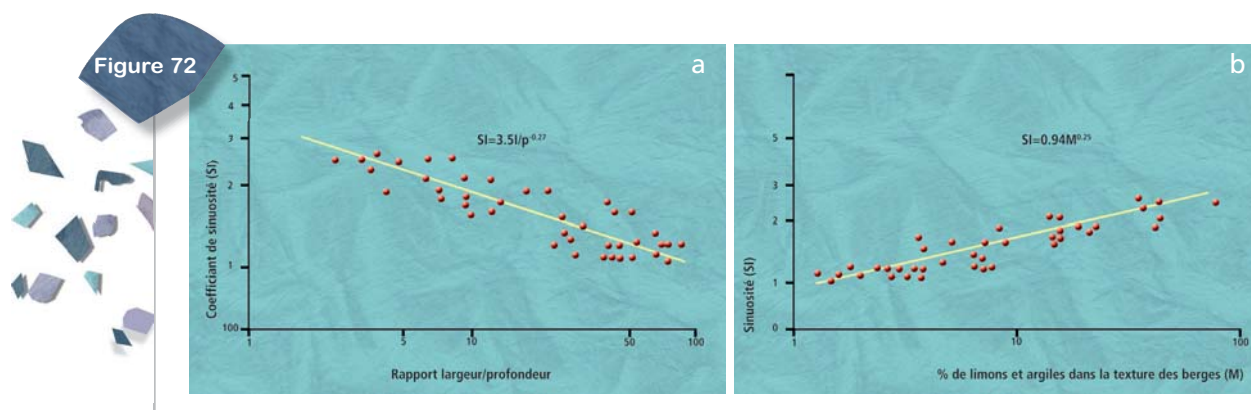
© tous droits réservés

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

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

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

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



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

■ La longueur d'onde des sinuosités

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

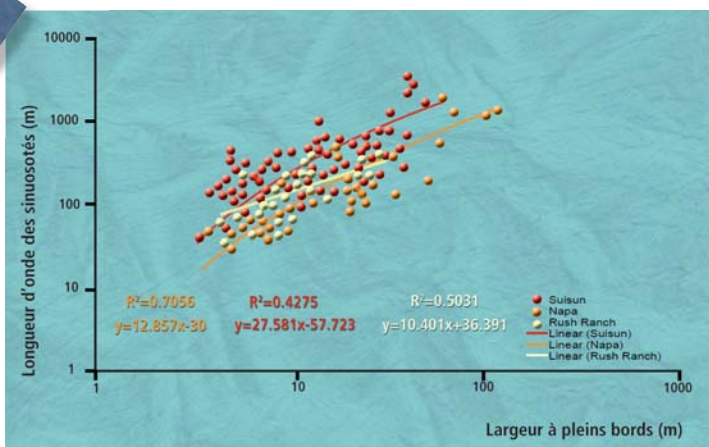
Les valeurs relatives plutôt faibles sont généralement associées à des cours d'eau très méandriformes (les sinuosités sont « écrasées » et proches les unes des autres) et généralement à faible activité géodynamique. Les valeurs relativement fortes s'observent plutôt sur les cours d'eau simplement sinueux,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

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

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

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

Figure 73

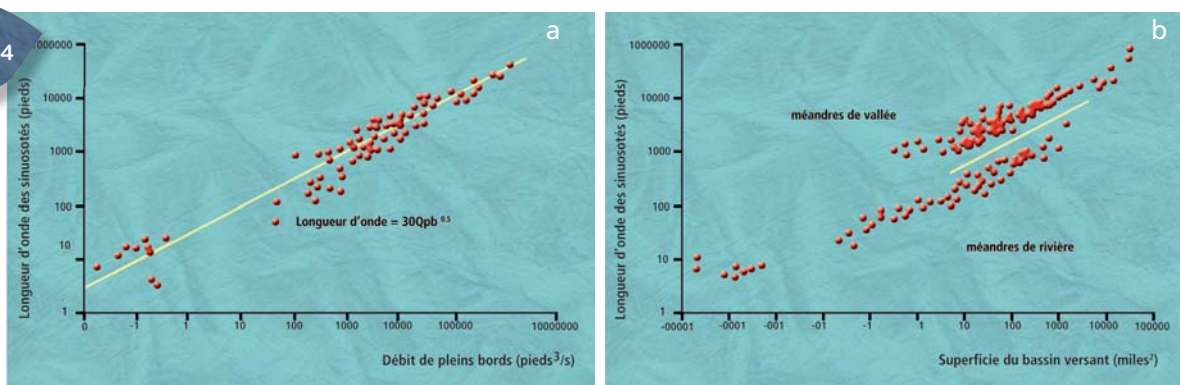


Exemples de relations entre la longueur d'onde des méandres et leur largeur à pleins bords (Pearce et Collins, 2004).

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

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

Figure 74



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

■ L'amplitude des sinuosités

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

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

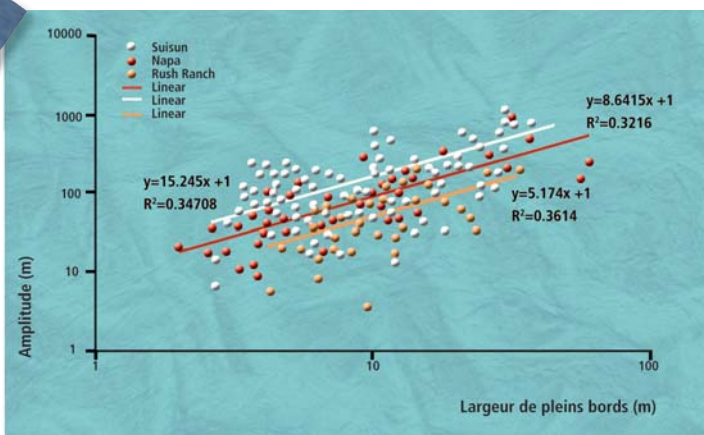
Figure 75



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

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

Figure 76



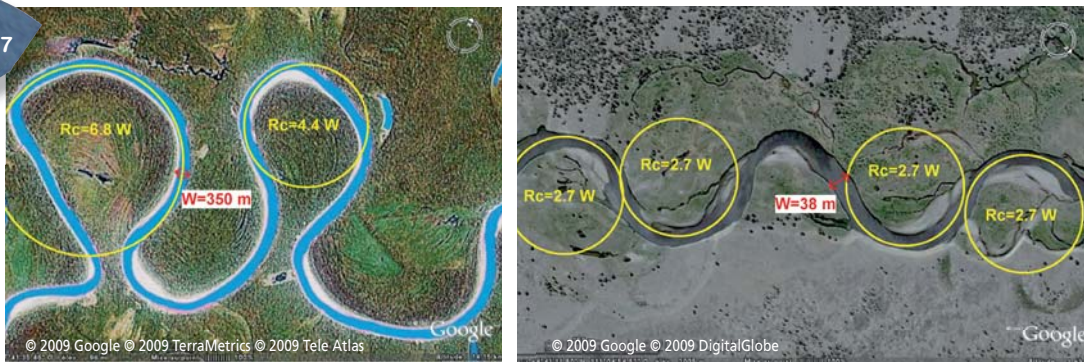
Graphe des relations régionalisées entre l'amplitude des sinuosités et la largeur du lit à pleins bords (Pearce et Collins, 2004).

■ Le rayon de courbure

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

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

Figure 77



Exemples de calculs de rayon de courbure/largeur.

■ La longueur d'arc

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

Figure 78



Exemples de calculs de longueur d'arc/largeur.

■ Quelques « étrangetés »

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

Figure 79



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

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

Figure 80



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

■ Conclusion : une loi de proportionnalité

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

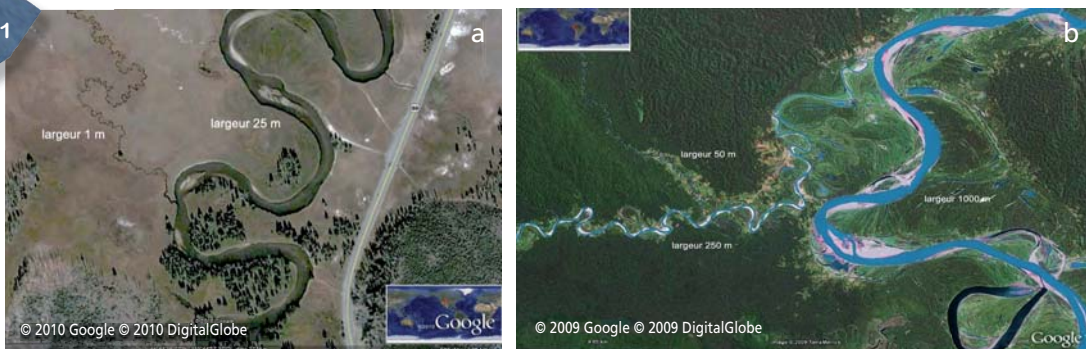
Si les caractéristiques des variables de contrôle sont identiques, un petit cours d'eau naturel de 1 m de largeur fonctionnera de la même façon qu'un cours d'eau de 100 ou de 1000 m.

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

73

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

Figure 81



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

La genèse des méandres

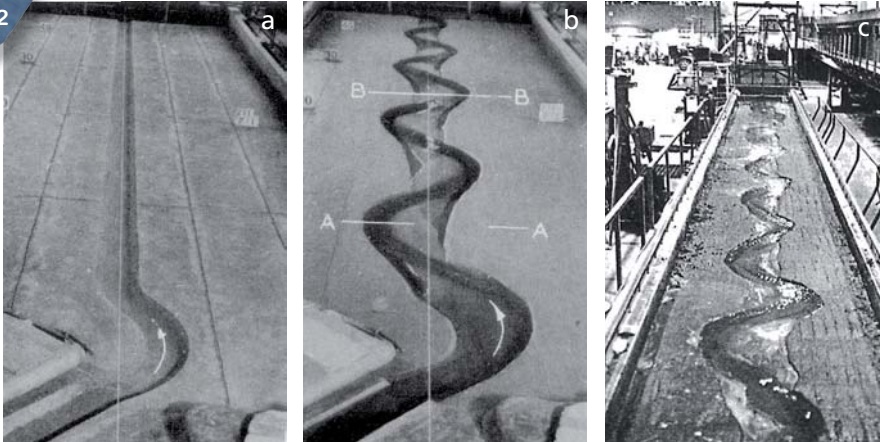
La question de la genèse des méandres remonte au moins à l'Antiquité.

Elle peut être dissociée en deux sous-questions :

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

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

Figure 82



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

74

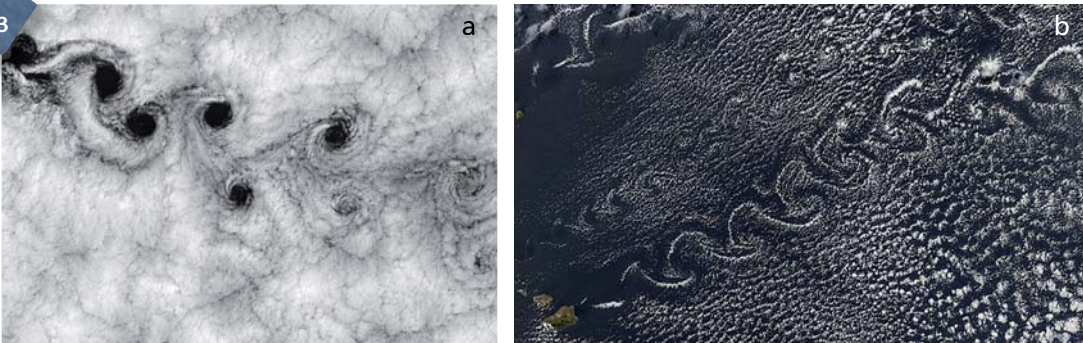
Deux principales « écoles » de pensée s'opposent pour expliquer le phénomène de méandrage : les mécaniciens des fluides, qui invoquent les macro-turbulences de l'écoulement, et les mécaniciens des solides, qui expliquent les méandres par un phénomène de compression mécanique.

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

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

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

Figure 83



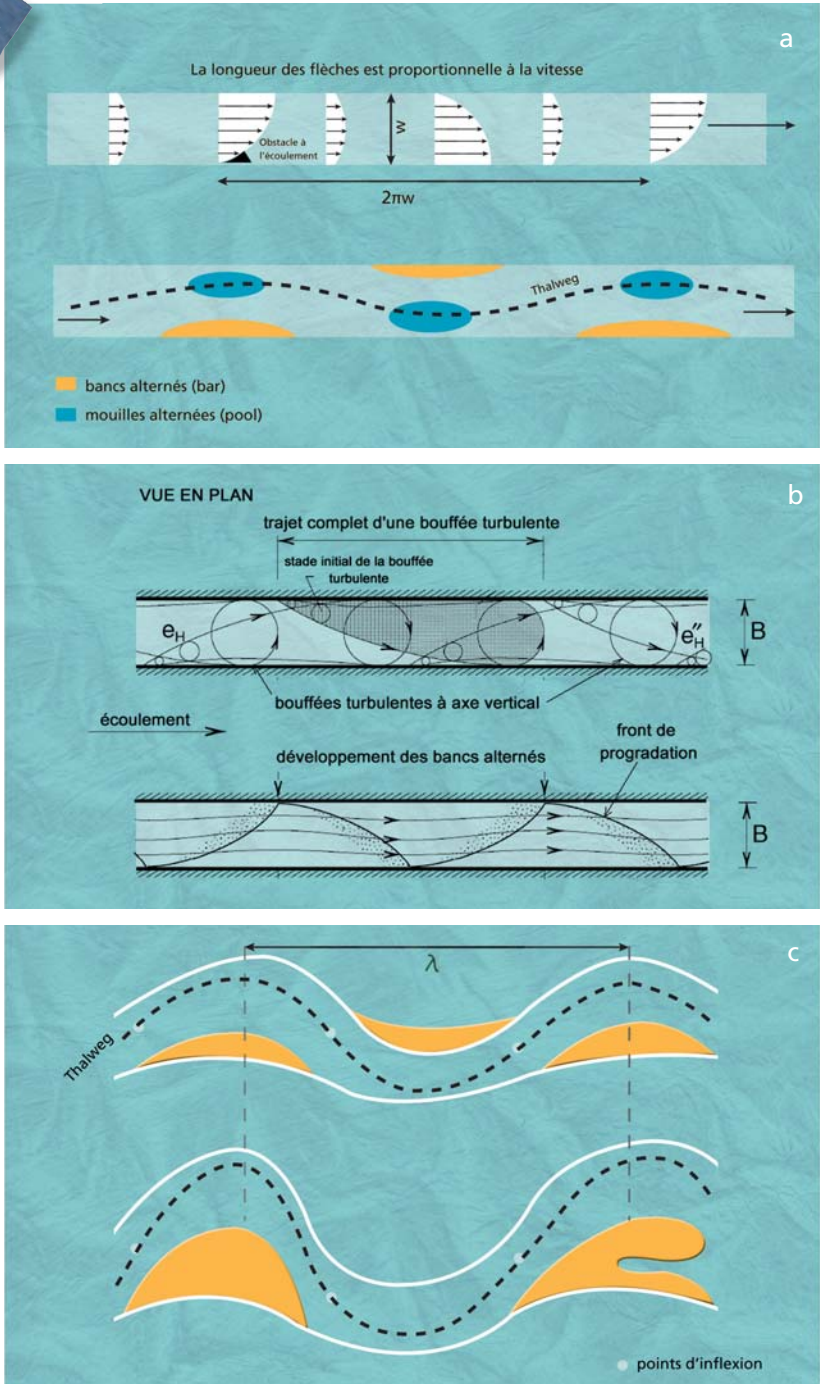
Exemples de bouffées turbulentes à axe vertical engendrées à l'aval d'un obstacle à l'écoulement du fluide. Ici, création de vortex (allée tourbillonnaire de von Karman) sous le vent d'îles au milieu de l'océan.

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

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

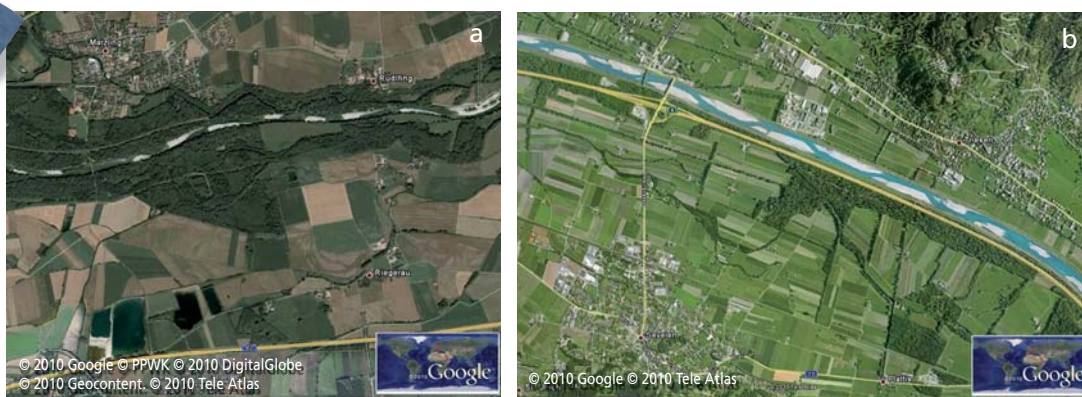
Si les berges sont érodables, les bancs alternés provoquent, par effet défecteur, l'érosion de la berge opposée, ce qui engendre à court terme le développement de sinuosités.

Figure 84



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

Figure 85

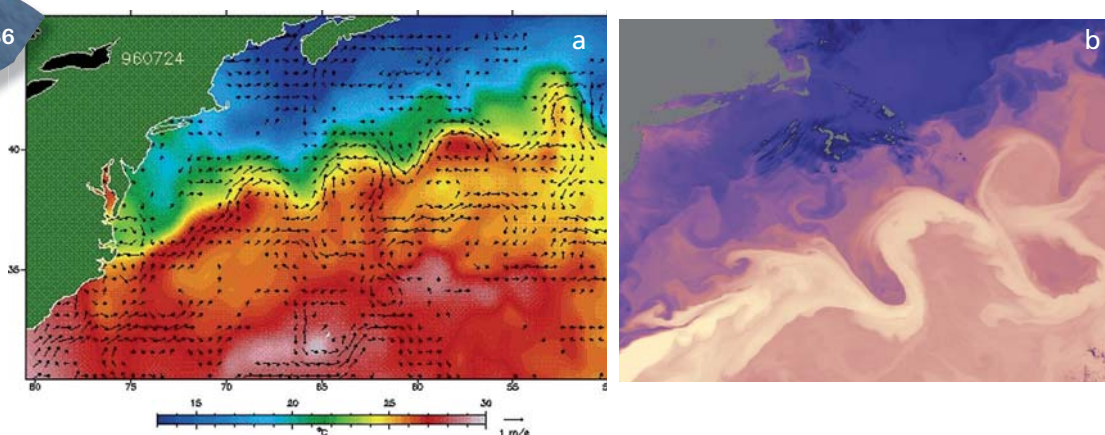


Developpement de bancs alternés sur l'Isar et le Rhin endigués. Notons que la longueur d'onde entre sommets de bancs de même phase est ici de l'ordre de 8 à 9 fois la largeur. Les sinuosités ne se forment pas car les berges ne sont pas érodables (digues et enrochements).

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

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

Figure 86



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

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

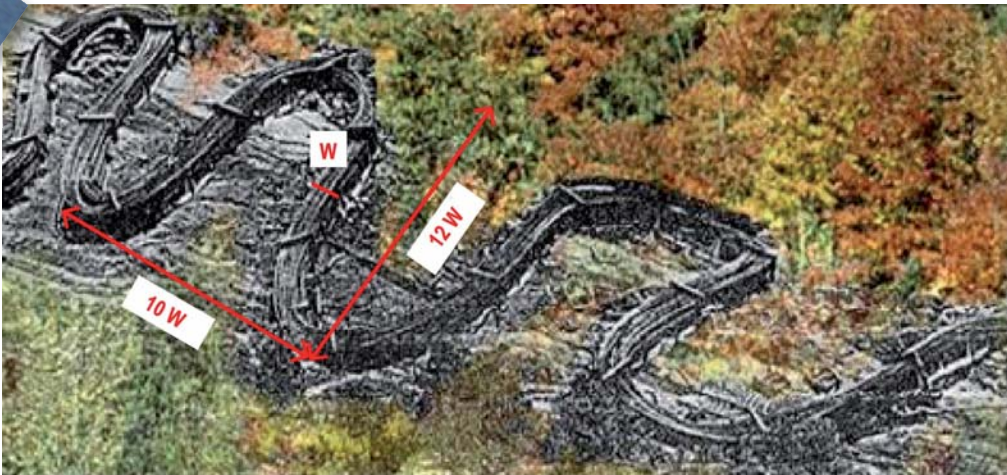
Pour cette « école », qui comporte moins d'adeptes que la précédente, la formation des méandres n'a rien à devoir aux processus de turbulence.

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

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

© NASA

Figure 87

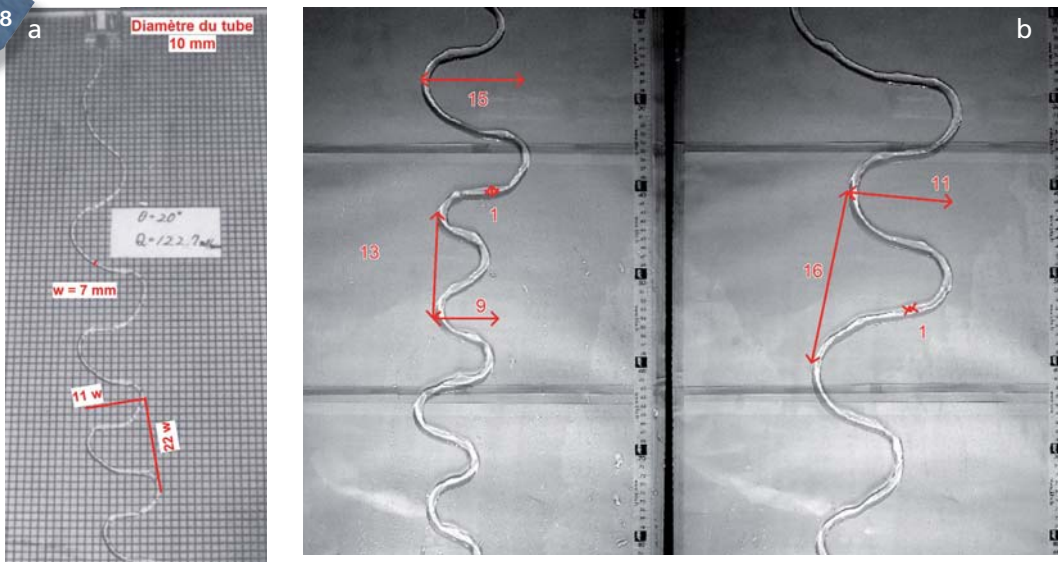


Formation de « méandres » lors de l'accident de train de Greenville. Noter la longueur d'onde ($10W$) et l'amplitude ($12W$) (in Shetner, 1970, modifié).

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

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

Figure 88

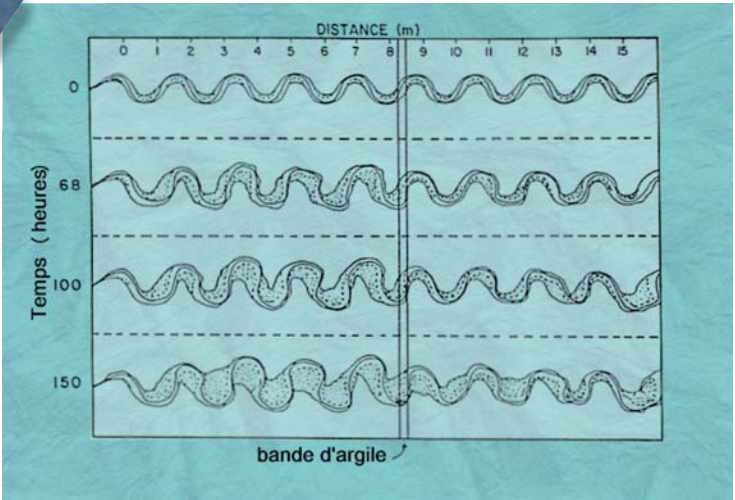


Exemples d'expérimentations en laboratoire de création de micro-méandres (a) sur plaque de verre (Mizumura, 1993), (b) sur plaque de mylar (Le Grand-Piteira *et al.*, 2006).

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

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

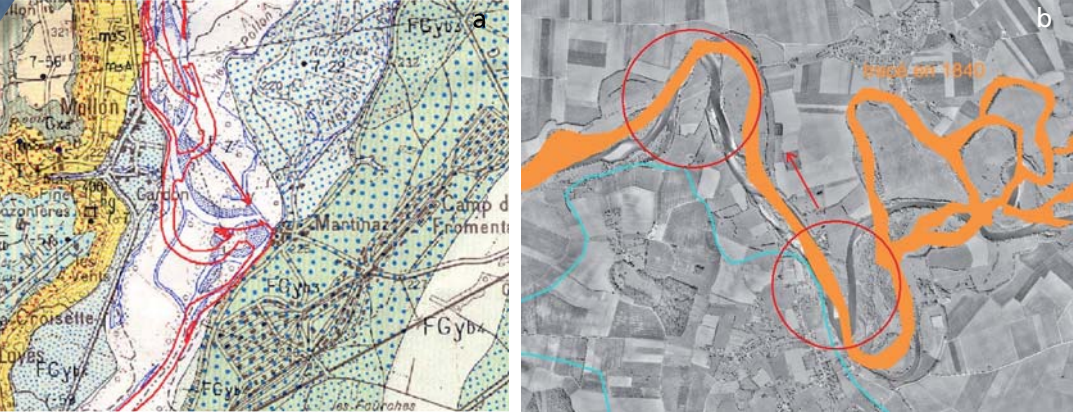
Figure 89



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

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

Figure 90



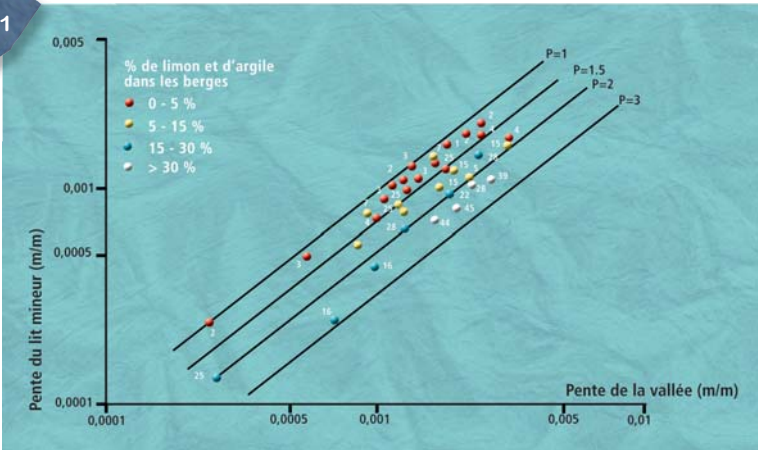
Exemple de « compressions » mécaniques locales liées à la présence d'obstacles naturels ou artificiels bloquant la translation aval des méandres. (a) L'Ain aval (présence d'un affleurement argileux au pied d'une terrasse). (b) Le Doubs aval (en haut protections de berge, en bas affleurement argileux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

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

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

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

Figure 91



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

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

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

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

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

Figure 92



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

■ Conclusion sur les théories du méandrage

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

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

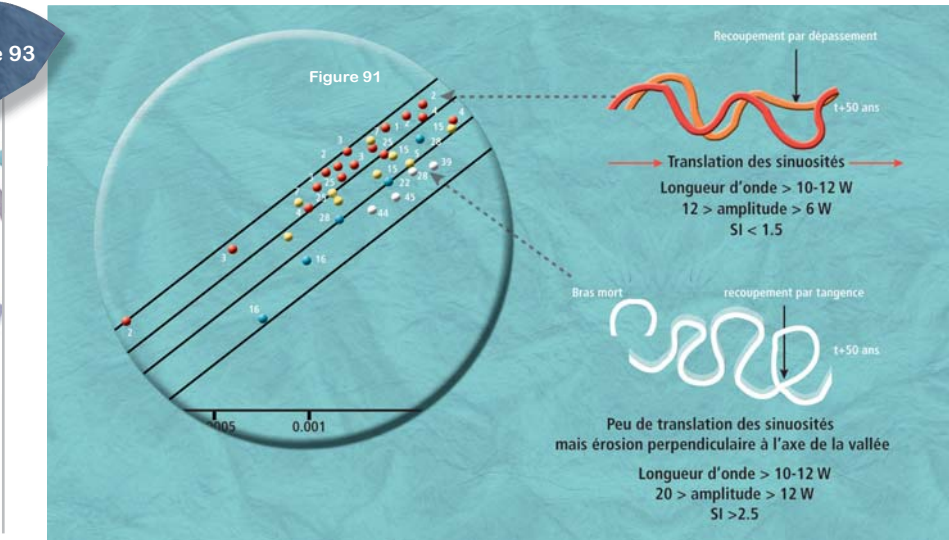
La conclusion majeure que l'on peut tirer des théories de ces différentes écoles est qu'un **cours naturel ne présente jamais un tracé rectiligne**, sauf cas particuliers bien connus : contrôles rocheux ou tectonique, absence totale de pente ou au contraire très forte pente (torrents de montagne), ou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

La dynamique des méandres

■ Translation, migration, recouplement

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

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



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

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

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

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

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

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

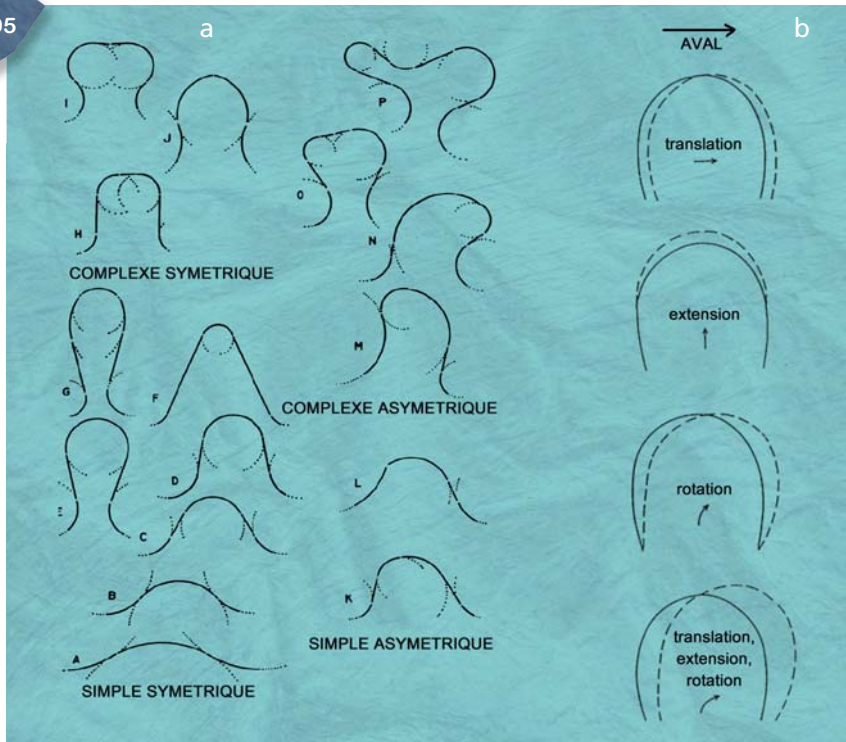
Figure 94



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

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

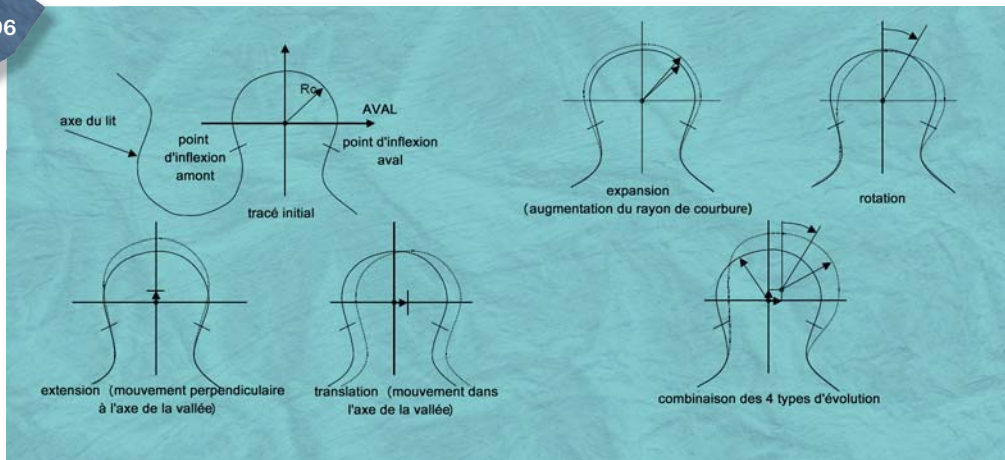
Figure 95



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

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

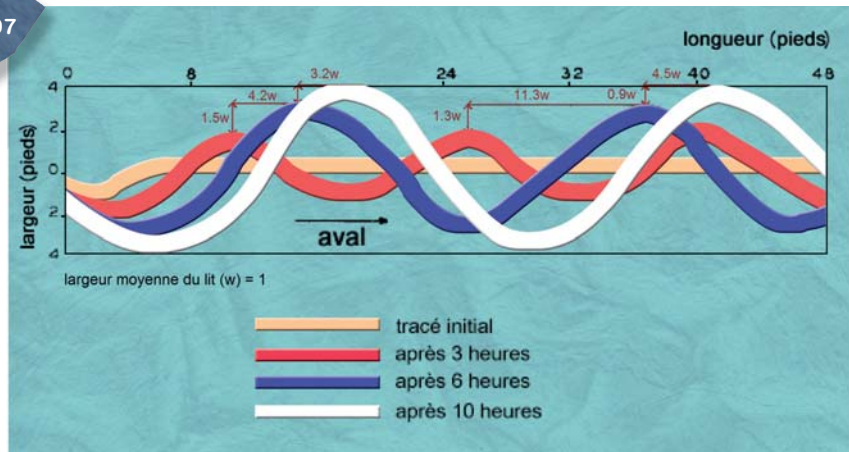
Figure 96



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

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

Figure 97



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

■ L'érosion latérale

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

Les processus d'érosion latérale à l'échelle locale

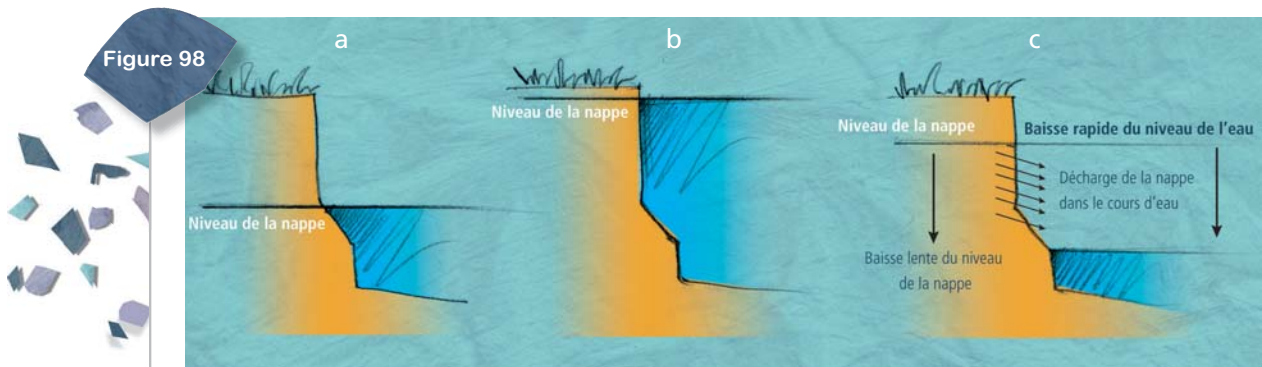
Nous avons vu que sur les rivières actives à berges non cohésives, la dynamique globale d'érosion était la translation des méandres selon l'axe général de la vallée. A l'opposé, sur les rivières peu actives à berges cohésives, on observe plutôt des mouvements d'extension/expansion, perpendiculaires à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

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

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

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

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



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

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

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

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

- par une mesure des largeurs érodées, les taux d'érosion sont exprimés en cm ou m/an ;
- par une mesure des surfaces érodées, les taux d'érosion sont alors exprimés en m² ou en ha/an.

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

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

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

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

Figure 99



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

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

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

Figure 100



Fond BD ORTHO®. © IGN 2010

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

1a- Les classes d'activité dynamique

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

Ce classement est présenté dans le tableau ci-dessous.

Tableau 6

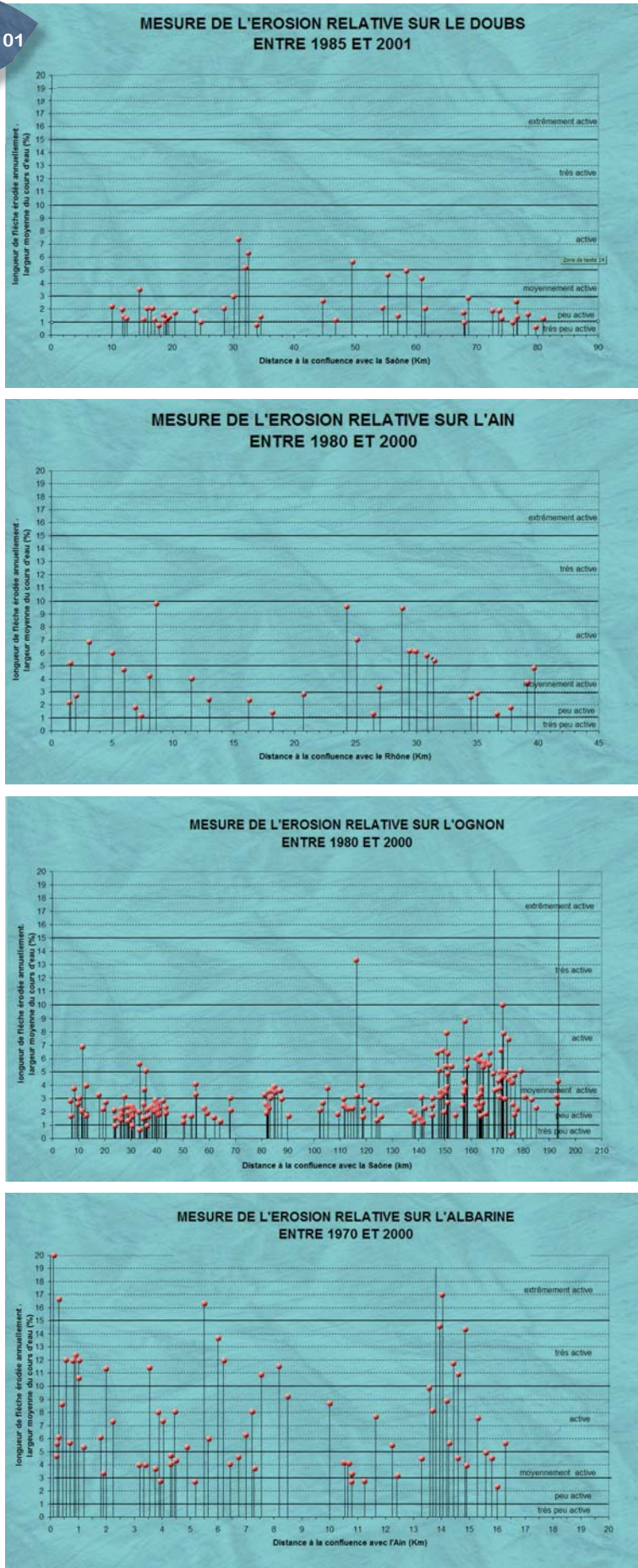
Classes d'activité dynamique latérale d'un cours d'eau.

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

1b- Quelques exemples de taux d'érosion

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

Figure 101



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

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

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

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

1c- La question de l'activité géodynamique potentielle

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

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

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

1d- Présentation cartographique

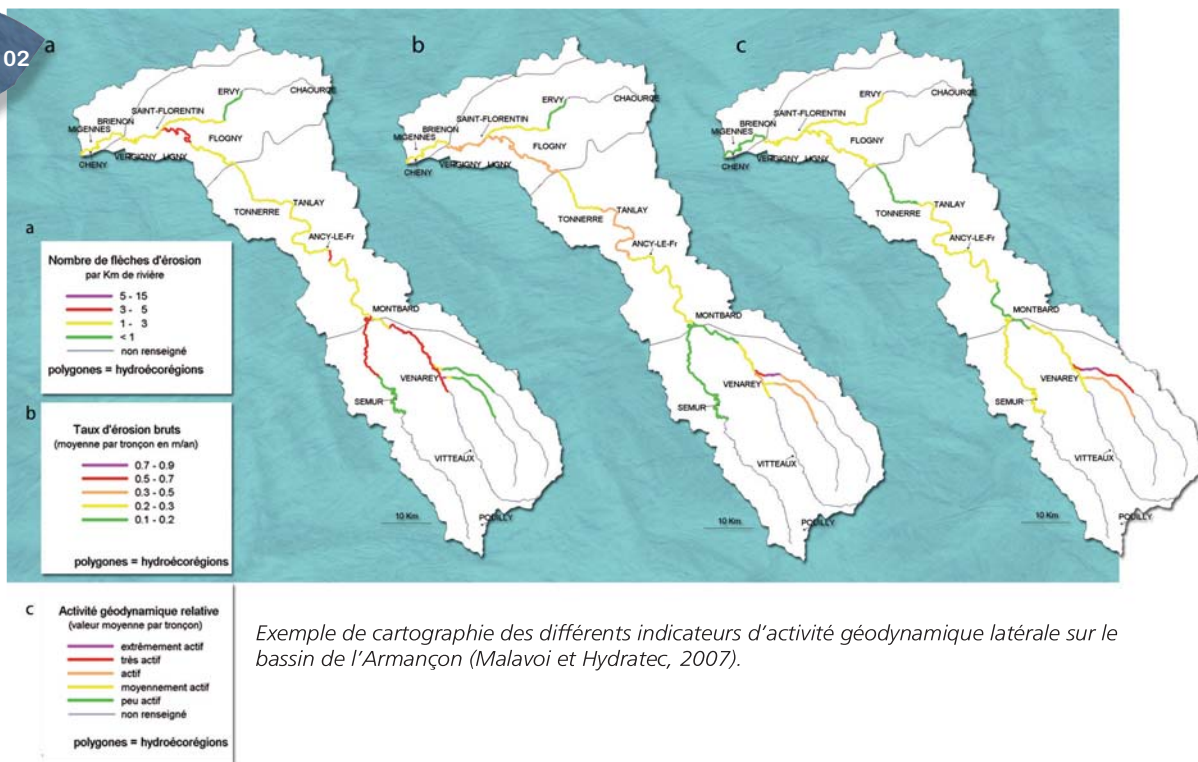
Deux paramètres sont importants pour caractériser l'activité géodynamique latérale d'un cours d'eau ou d'un tronçon de cours d'eau :

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

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

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

Figure 102



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

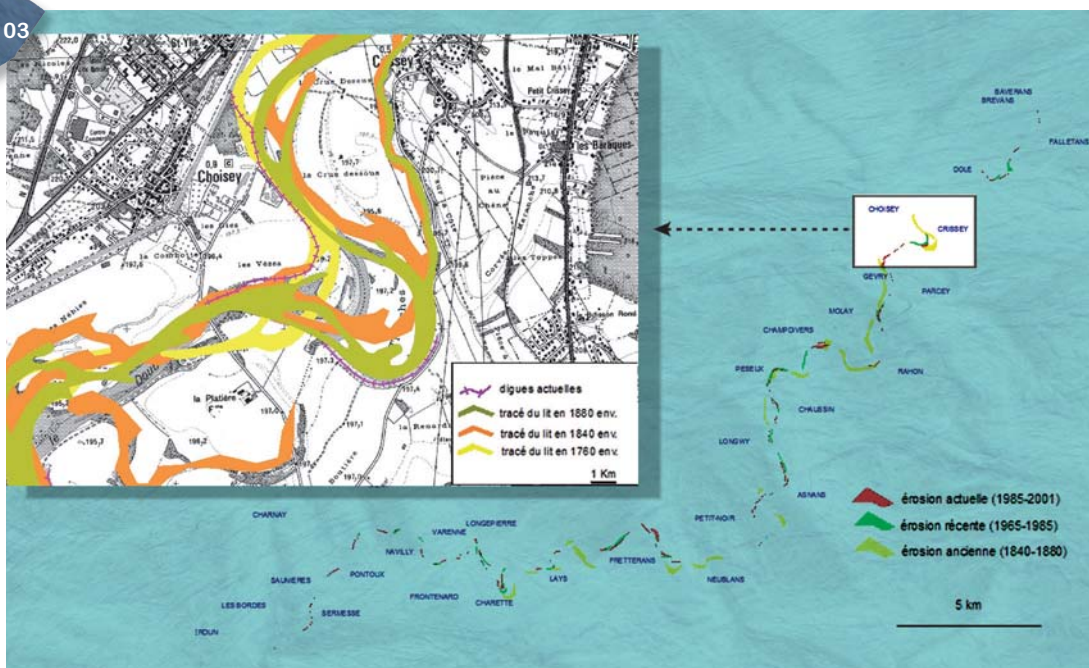
2- La méthode des superficies

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

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

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

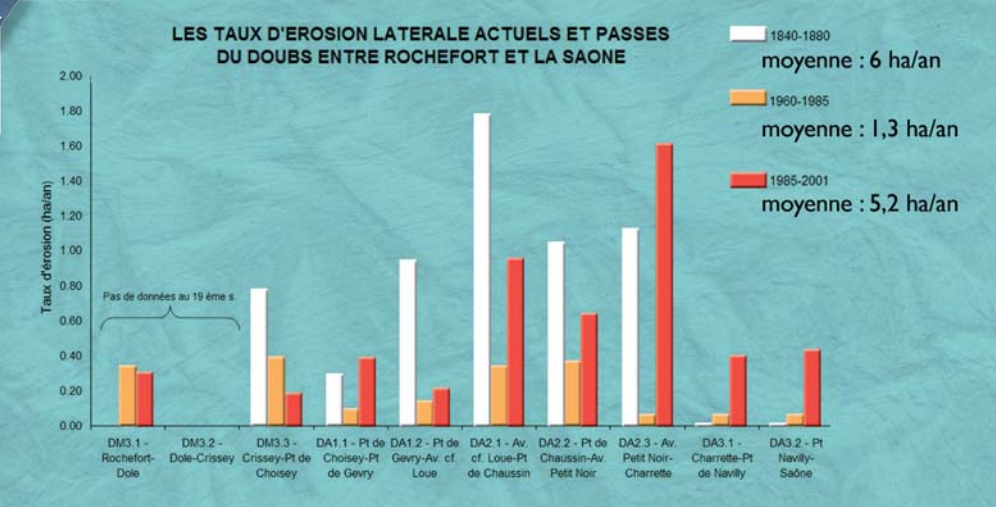
Figure 103



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

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

Figure 104



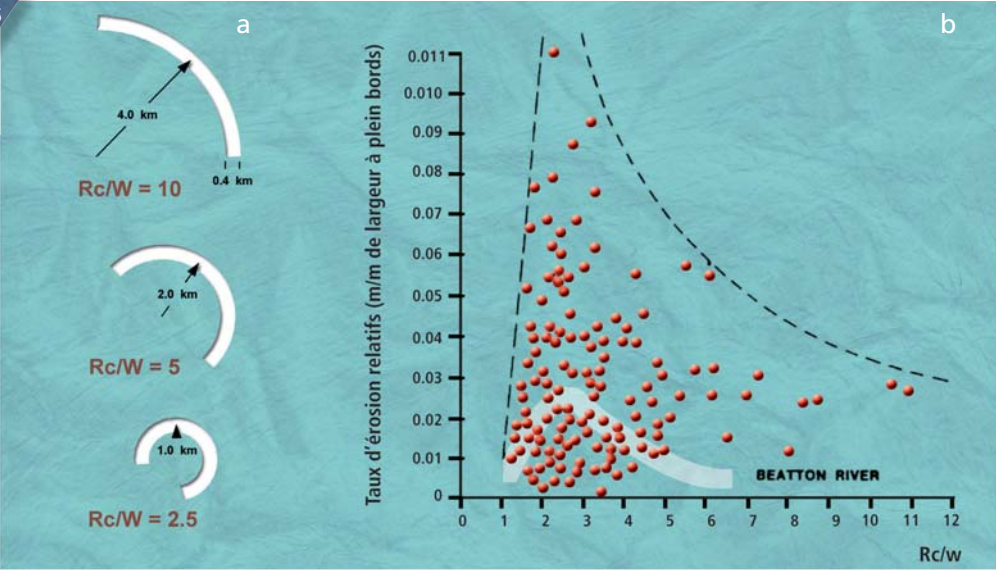
Valeurs des taux d'érosion annuels par tronçon géomorphologique homogène du Doubs aval (Malavoi, 2004).

3- Concept de maturité des méandres

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

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

Figure 105



■ **L'érosion latérale productrice de charge solide**

Un des effets majeurs de l'érosion latérale, qui concerne d'ailleurs tous les styles fluviaux hors les rivières sur bedrock, est le fait que chaque m² érodé réinjecte dans le cours d'eau un volume de sédiments qui va immédiatement participer à l'équilibrage de la balance géodynamique de Lane, particulièrement s'il est de texture correspondant à la charge de fond.

A titre d'exemple (figure 106), la « **production** » de sédiments « **frais** » (en réalité un stock fossile holocène) par l'érosion latérale d'une seule sinuosité de l'Ain sur 1 an (2004 - 2005), a été de l'ordre de **30 000 m³** : 600 m (longueur de la zone érodée) x 10 m (recul moyen de la berge) x 5 m (hauteur de la berge par rapport au fond du talweg). A partir de l'analyse de la coupe de la berge au droit de cette sinuosité, nous estimons que plus de 50 % de ce volume est d'une granulométrie supérieure au sable et donc susceptible de participer à la **charge de fond**.

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

Figure 106



Fond BD ORTHO® 2005. © IGN 2010

L'érosion latérale de la sinuosité de l'Ain comprise entre les profils 5 et 9 a injecté environ 30 000 m³ de matériaux en une année, dont plus de 50 % de granulométrie grossière (Malavoi, 2008).

Le tressage

Les différents types de tressage

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

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

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

Figure 107



© G. O'Beirne



© W. Graf

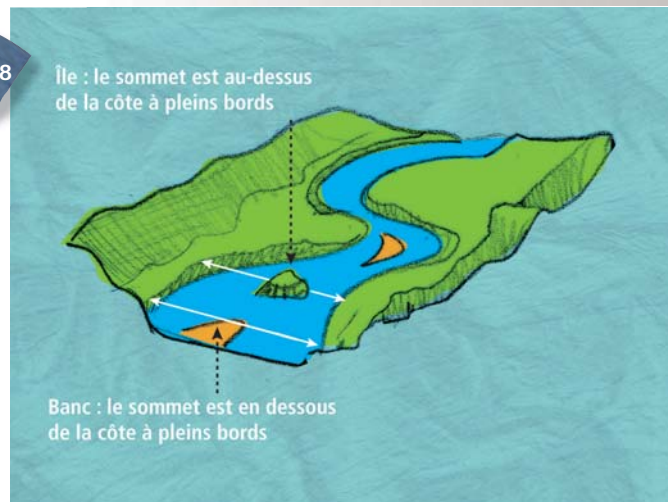
Deux exemples de rivières en tresses. (a) Avec des bancs sans végétation (Nouvelle-Zélande). (b) Avec des bancs couverts de végétation, en limite du type « îles » (Platte river, Etats-Unis).

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

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

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

Figure 108



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

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

Figure 109



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

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

Figure 110



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

La délimitation de la bande de tressage ancien ou actif

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

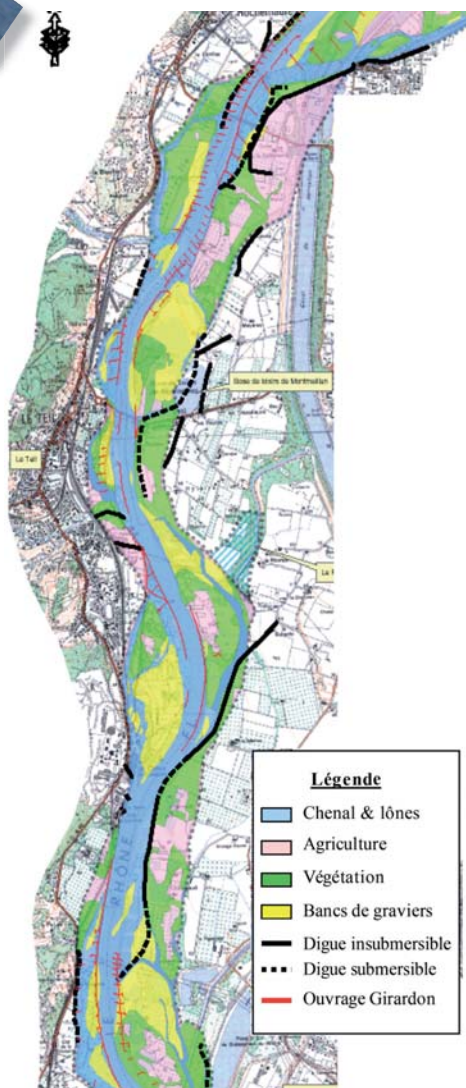
Les actions de restauration peuvent concerner la réhabilitation d'anciens chenaux de tressage (pour améliorer le transit des crues et augmenter la diversité biologique) et la restauration d'un espace de liberté/mobilité par la dépose de digues inutiles. Le premier type d'actions a été mis en œuvre de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

Figure 111



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

Figure 112



Fond SCAN 25®, © IGN 2010

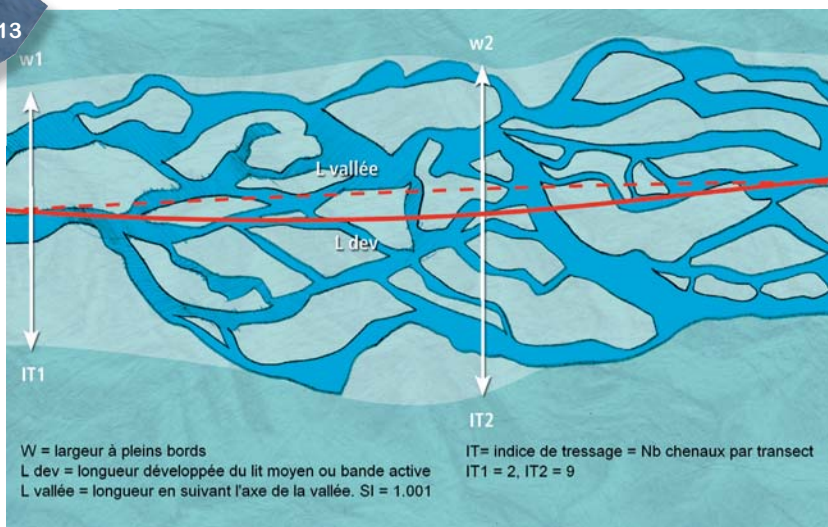
Une cartographie sous SIG (figure 112) indique les limites de la « bande active historique » du Rhône en tresses dans le secteur de Montélimar. Cette carte sert de référence pour les opérations de réhabilitation des anciens chenaux et pour la « redynamisation » des marges fluviales, espaces en partie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

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

La morphométrie des rivières en tresses

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

Figure 113



Caractéristiques morphométriques des rivières en tresses.

■ La largeur à pleins bords

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

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

Figure 114



Extrait Géoportail © IGN 2010

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

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

■ Le coefficient de sinuosité de la bande active

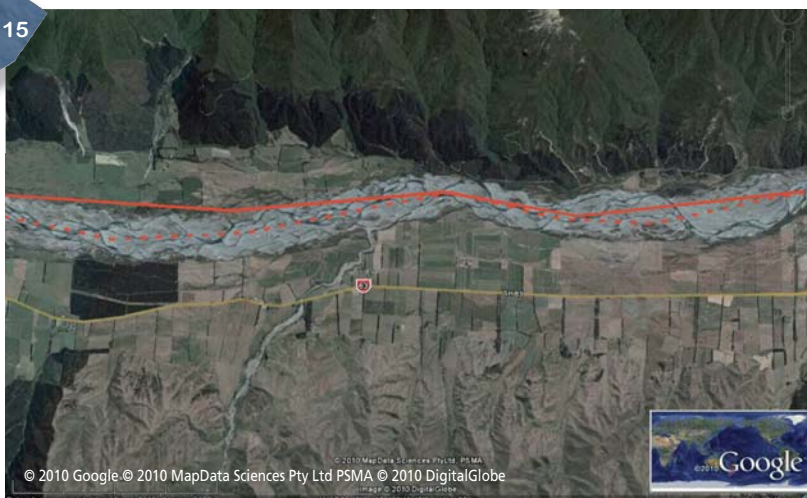
On peut utiliser pour le mesurer la méthode des longueurs ou la méthode des pentes (cf. chapitre précédent) en prenant comme référence l'axe moyen de la bande active.

Un lit moyen presque toujours subrectiligne

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

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

Figure 115



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

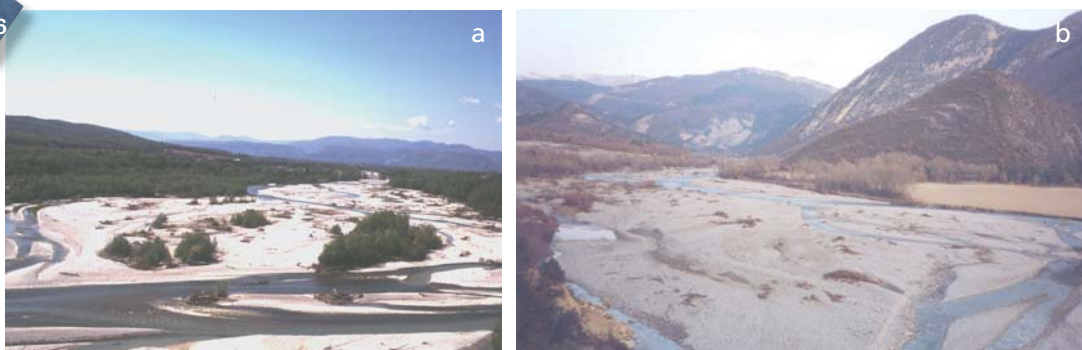
Des chenaux élémentaires sinueux

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

Souvent un chenal dominant

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

Figure 116



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

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

Figure 117



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

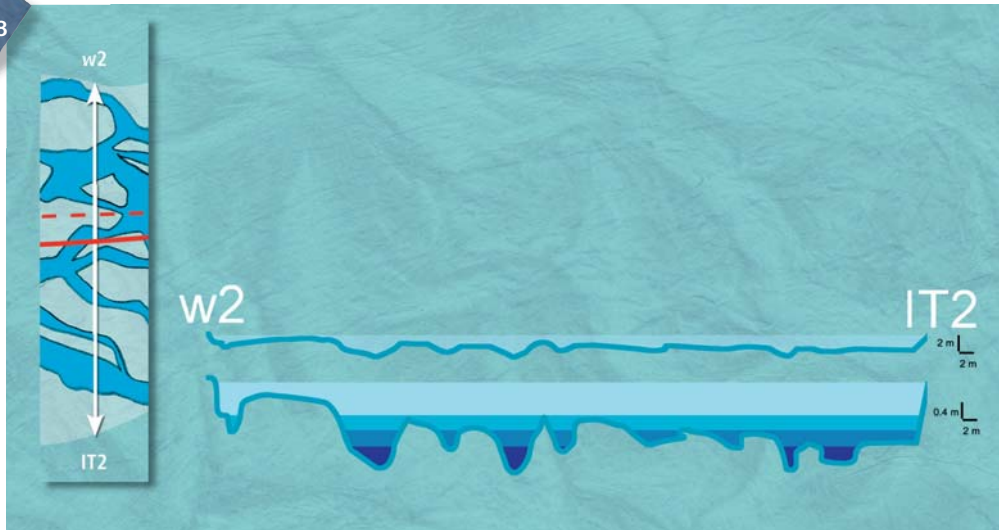
L'exemple de la figure ci-dessus montre qu'il s'agit probablement d'un cours d'eau (la Durance) en phase de transition vers un style sinueux à chenal unique dont les entrées en charge de fond sont aujourd'hui réduites. Noter également la colonisation de la marge de la bande active par la forêt alluviale.

Profil en travers type

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

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

Figure 118



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

■ Les indices de tressage

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

Deux approches principales sont possibles :

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

Tableau 7

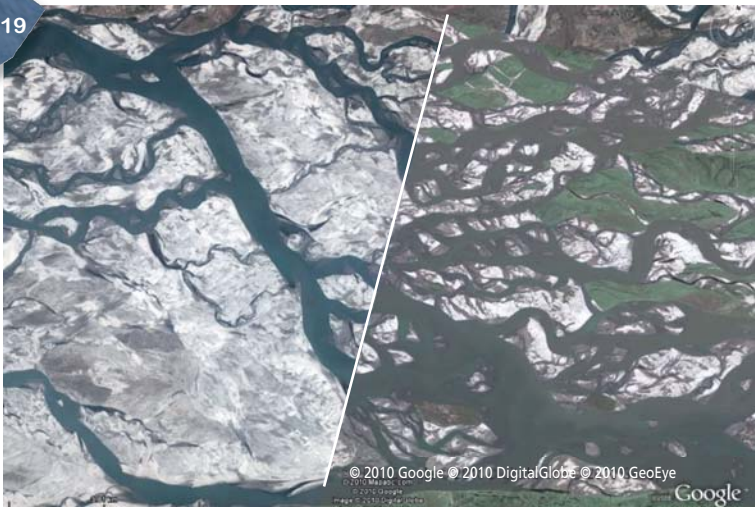
Les divers indices de tressage.

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

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

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

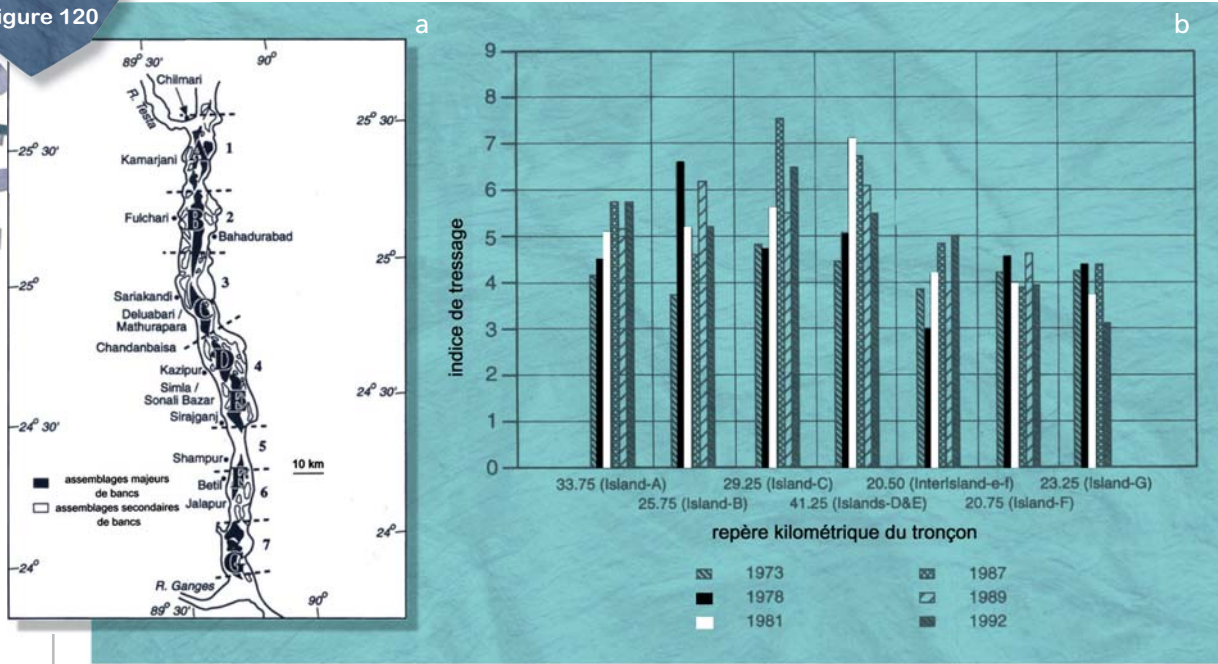
Figure 119



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

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

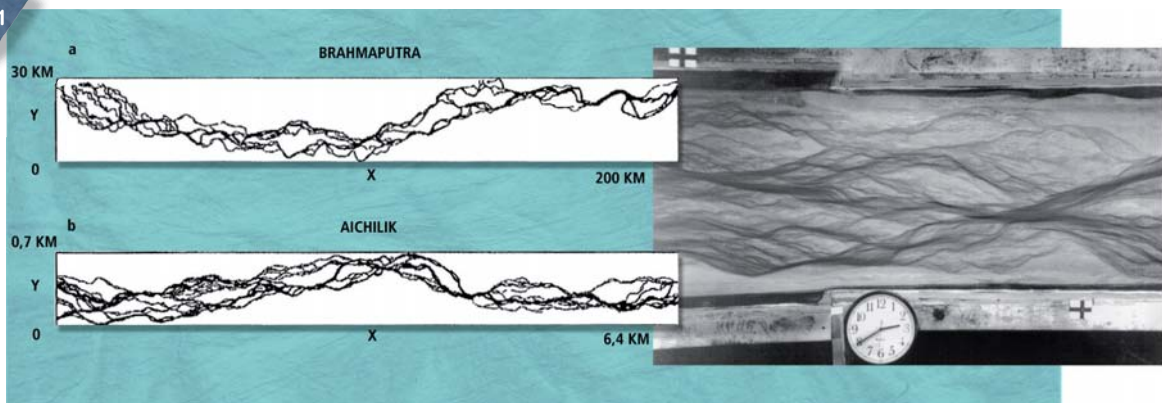
Figure 120



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

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

Figure 121



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

La genèse du tressage

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

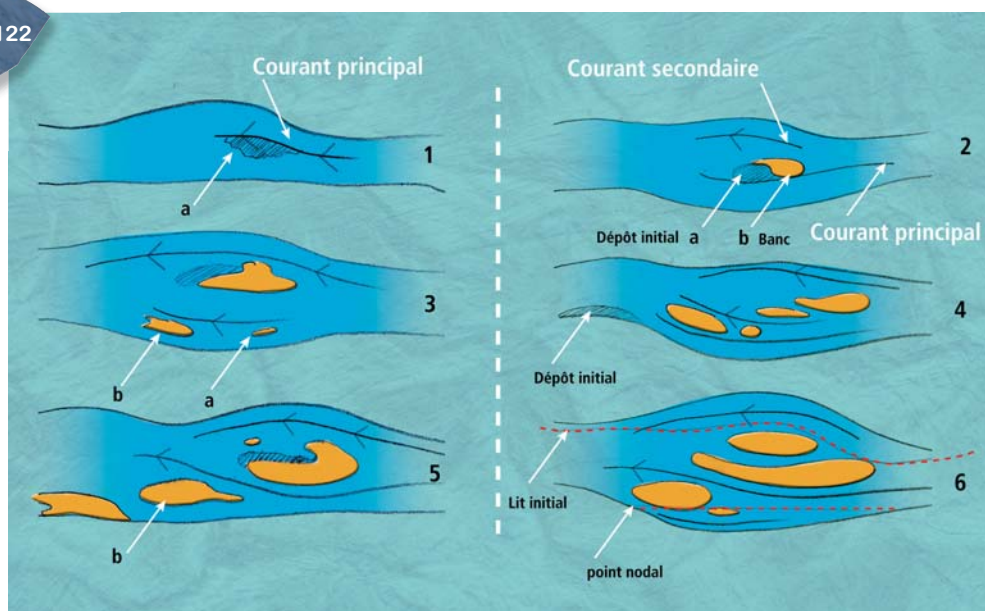
Deux conditions principales semblent cependant faire l'unanimité, les conditions secondaires n'étant pas partagées par l'ensemble des chercheurs du domaine.

■ Deux conditions majeures

Une charge de fond surabondante

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

Figure 122



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

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

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

Figure 123



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

NB

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

Des berges facilement érodables

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

Figure 124



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

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

Figure 125



a- b- © C. Hermann, Bhteam

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

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

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

■ Les conditions secondaires

Un débit très variable

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

Une pente ou une puissance forte

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

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

La dynamique du tressage

■ Erosion latérale ou fossilisation des marges

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

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

Figure 126



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

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

■ Evolution du fond

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

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

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

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

Figure 127



© Onema

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

■ Avulsion

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

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

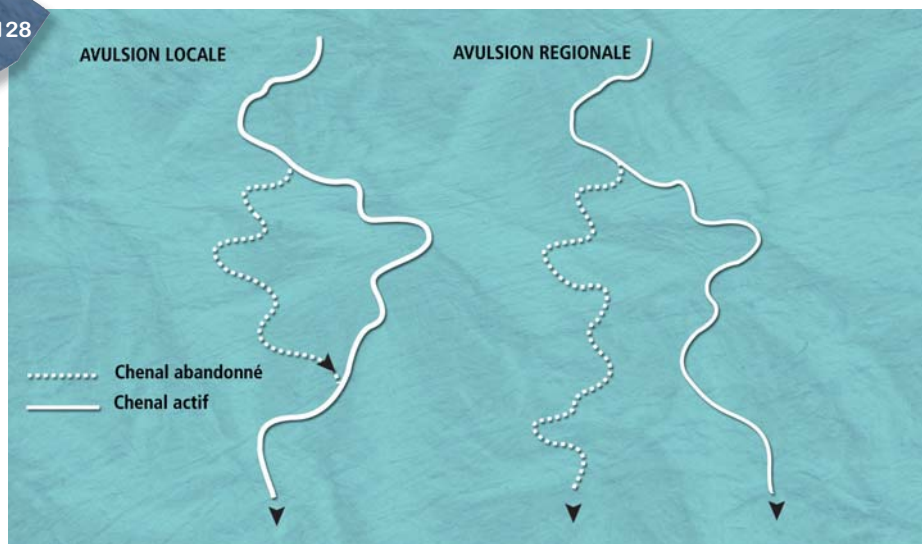
D'une manière générale, le processus d'avulsion est lié à une sédimentation importante, favorisant un profil en travers « en toit » de la vallée ou tout au moins d'une partie importante du lit majeur.

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

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

103

Figure 128



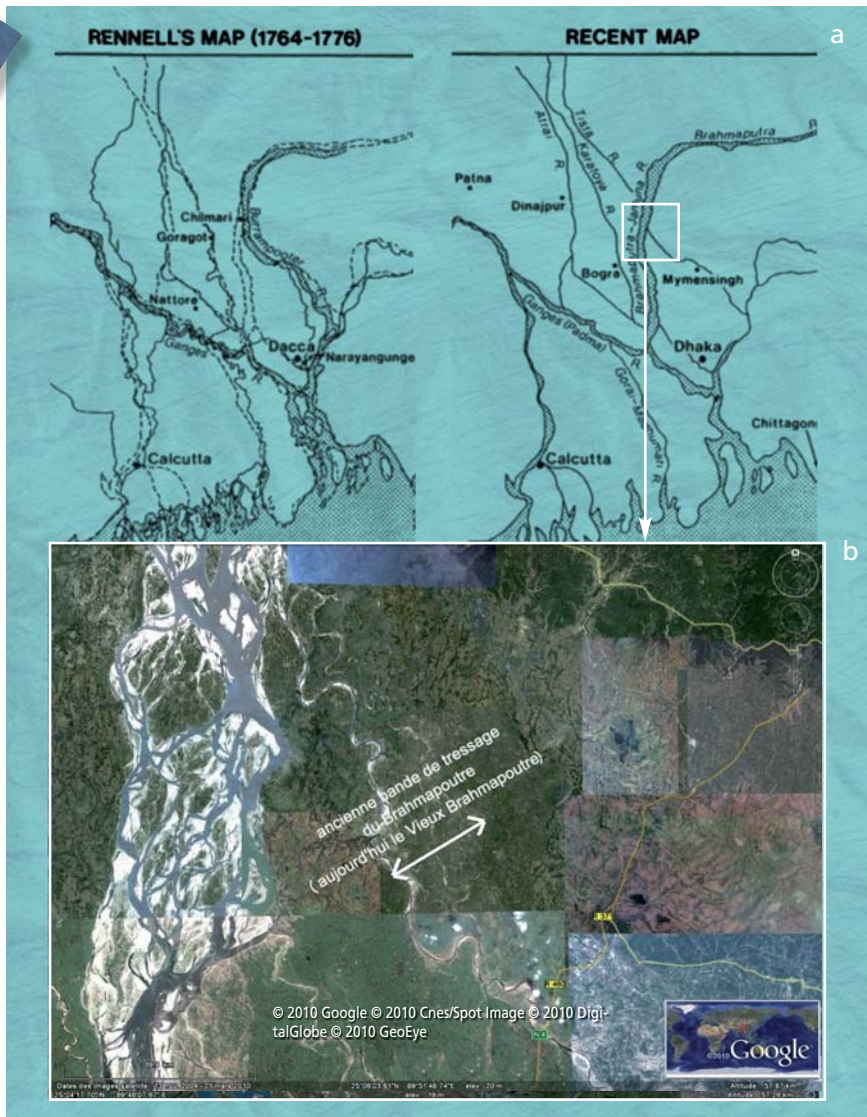
Les deux grands types d'avulsions locales ou régionales (d'après Stouthamer, 2001).

Exemple d'avulsion régionale

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

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

Figure 129



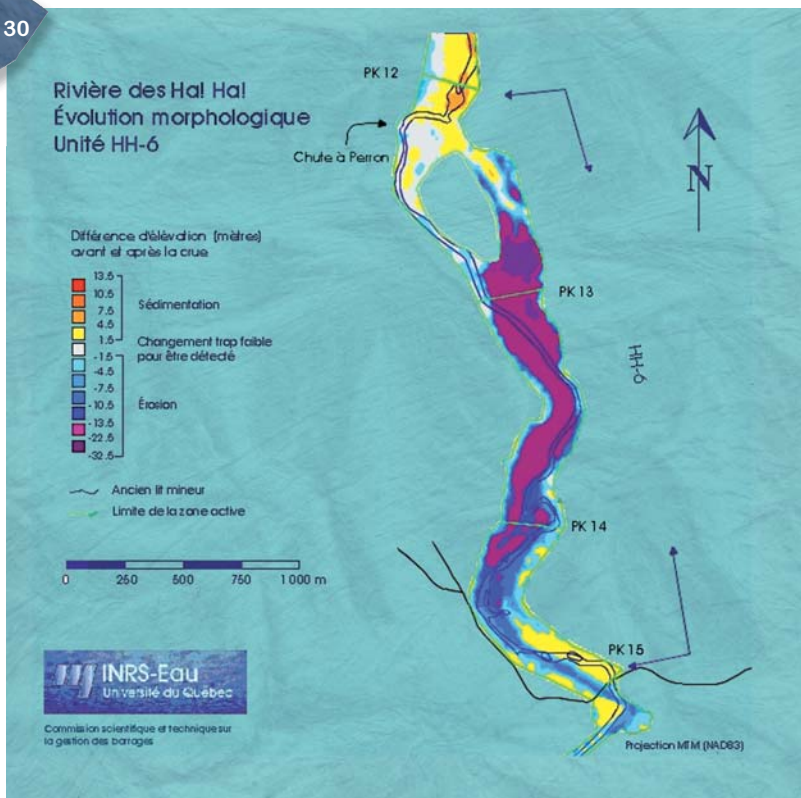
L'avulsion historique du Brahmapoutre. (a) Bristow, 1999, (b) Google Earth. Le Vieux Brahmapoutre (lit principal du XVIII^e siècle) est à l'est sur la photo.

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

Exemples d'avulsions locales

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

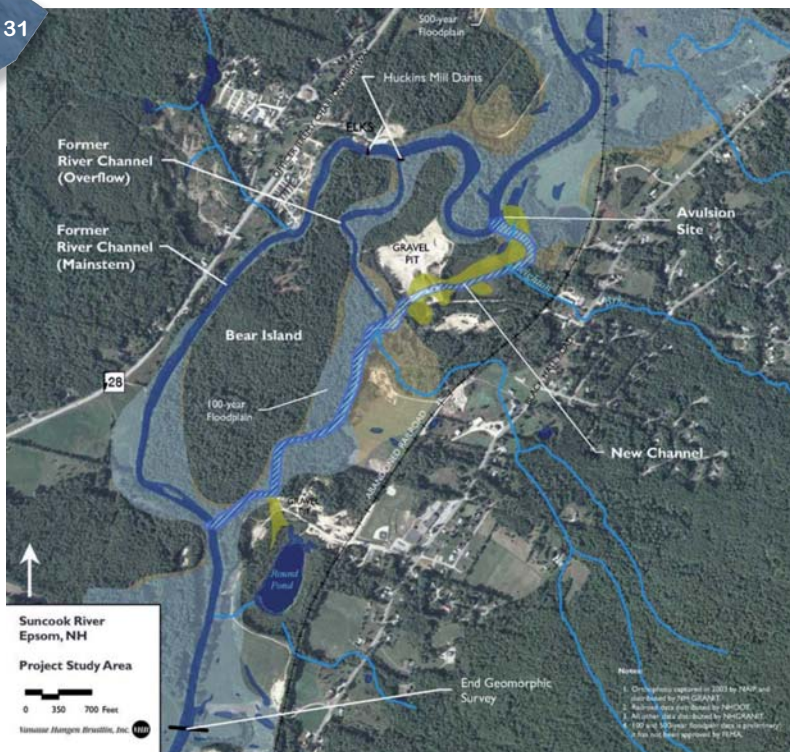
Figure 130



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

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

Figure 131



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

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

Figure 132



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

Evolution spatiale et temporelle : des métamorphoses holocènes

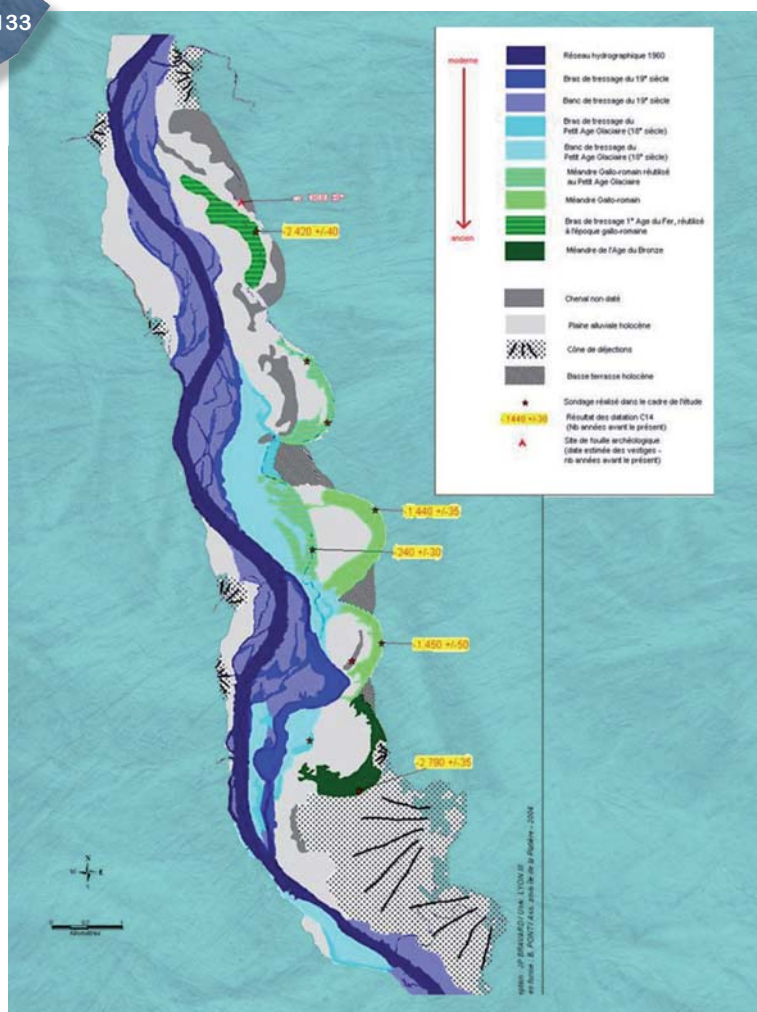
Des modifications du tressage peuvent être liées à des variations de l'un ou plusieurs des paramètres de contrôle sus-décrits. **La modification des apports solides est cependant celle qui donne les résultats les plus spectaculaires.**

■ Des méandres aux tresses

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

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

Figure 133



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

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

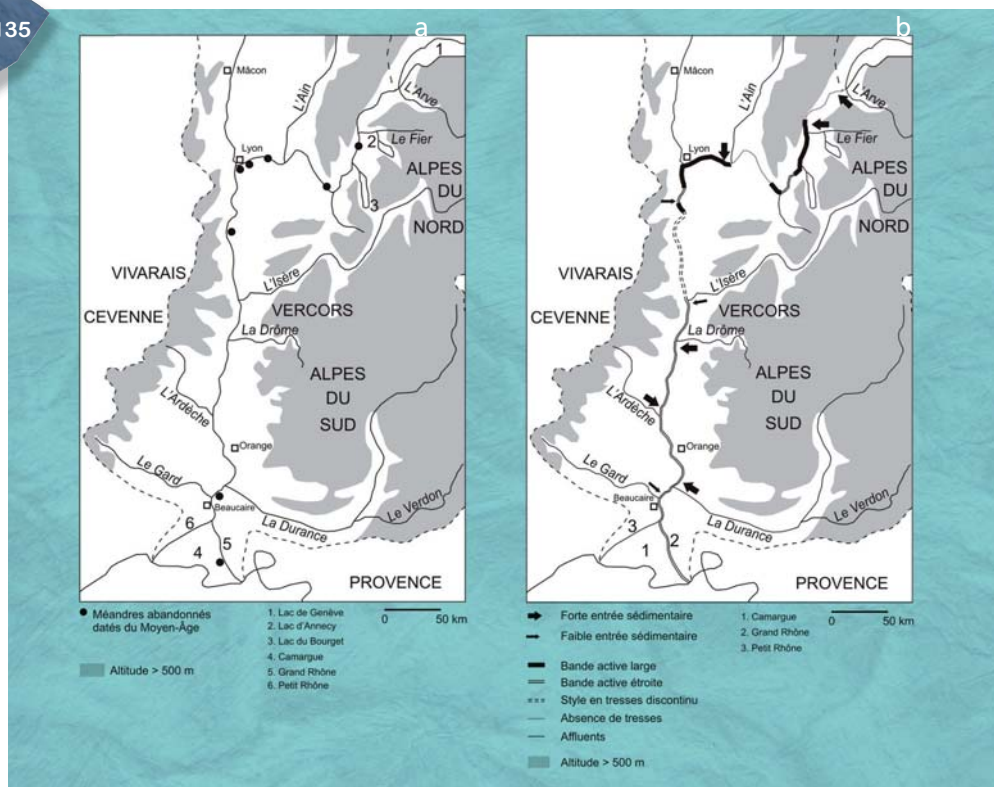
Figure 134



© J.P. Bravard

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

Figure 135



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Figure 136



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

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

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

Les seuils méandrage/tressage

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

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

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

Figure 137



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

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

Figure 138

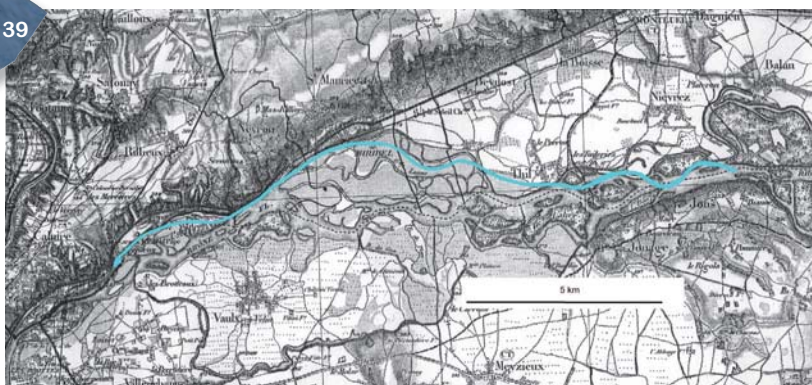


© V. J. Musi

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

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

Figure 139



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

Les expérimentations sur modèle réduit

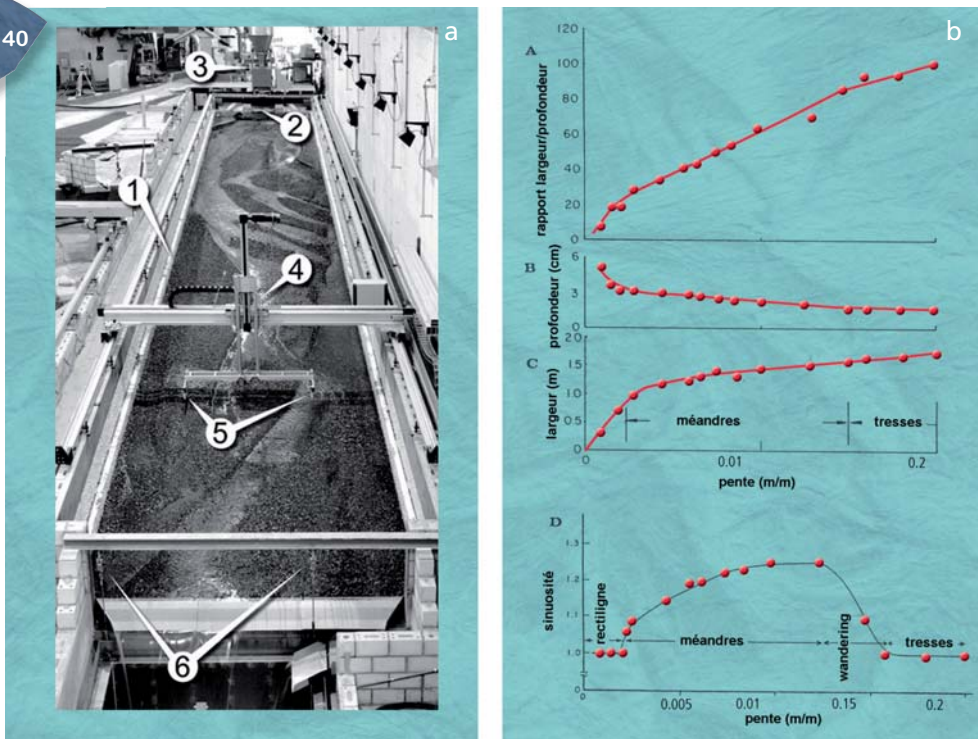
L'une des principales approches permettant de mieux cerner les processus conduisant au méandrage ou au tressage est l'expérimentation sur modèle réduit, qui permet de s'affranchir des aléas de l'hydrologie et des difficultés de mesure sur le terrain.

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

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

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

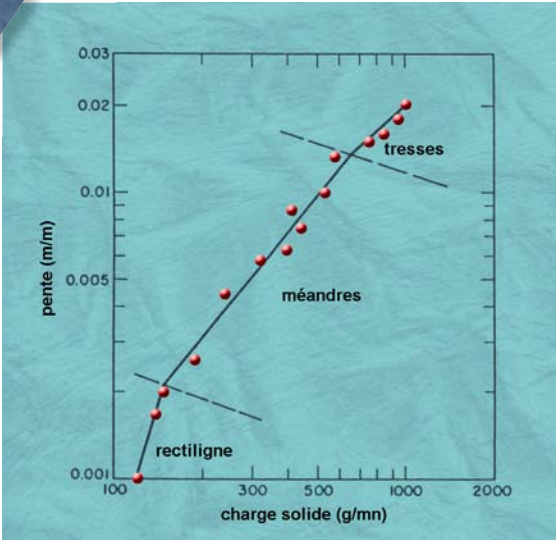
Figure 140



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

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

Figure 141



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

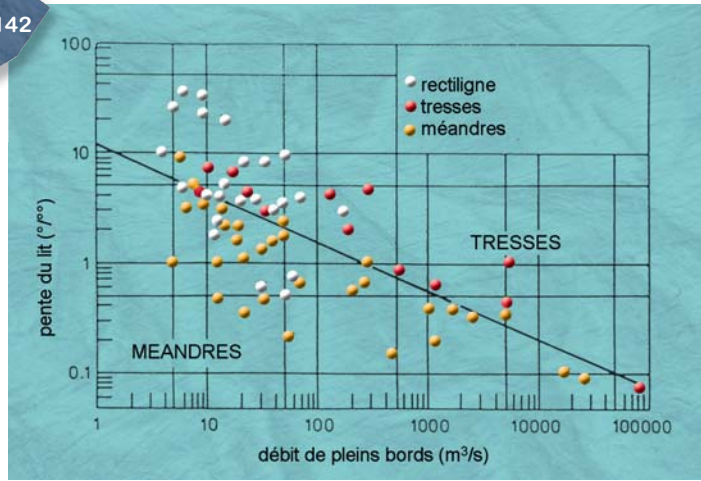
Mesures de terrain

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

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

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

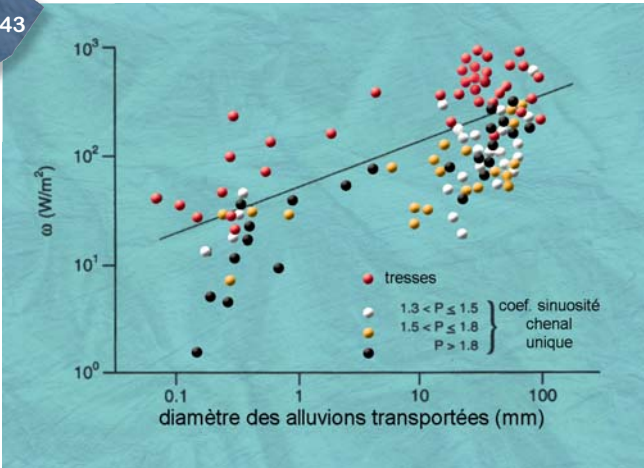
Figure 142



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

Des études plus récentes ont tenté d'améliorer l'analyse en ajoutant une variable majeure : la nature des alluvions transportées. La pente et le débit sont ainsi réduits en une variable synthétique, la puissance spécifique (ω), et le diamètre médian des sédiments est ajouté. La droite discriminante est ici : $\omega = 900D_{50}^{0.42}$ (Van den Berg, 1995).

Figure 143



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

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

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

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

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

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

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

Le style vagabond

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

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

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

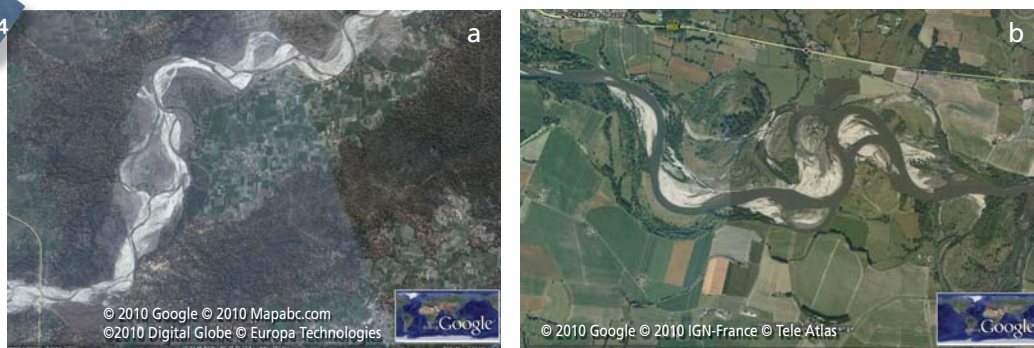
La transition peut être **spatiale** : sur quelques kilomètres, lorsque l'évolution des variables de contrôle est progressive (pente de la vallée notamment), le tressage s'éteint peu à peu et est remplacé par un chenal unique.

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

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

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

Figure 144



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

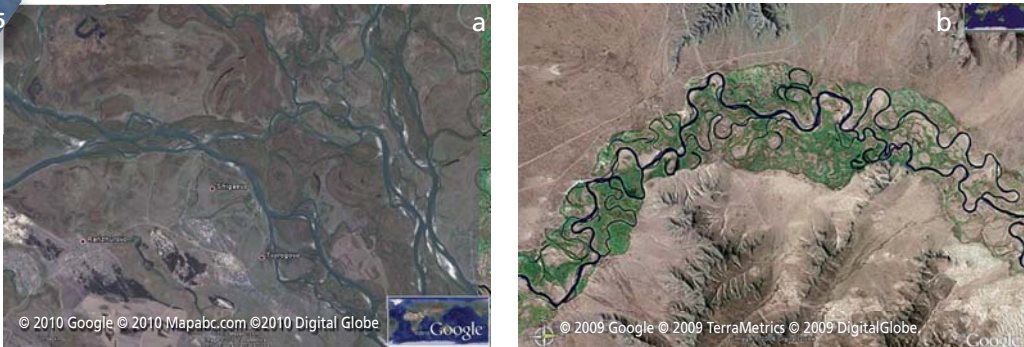
L'anastomose

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

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

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

Figure 145



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

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

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

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

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

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

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

Les « anabranches »

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

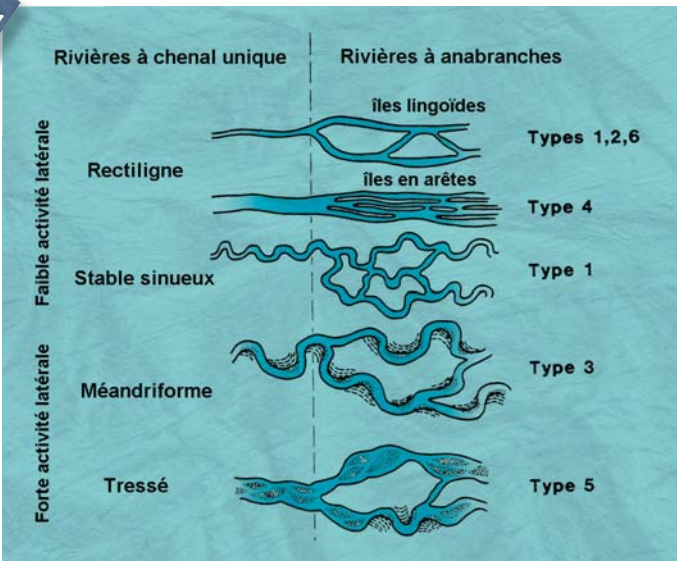
Figure 146



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

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

Figure 147



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

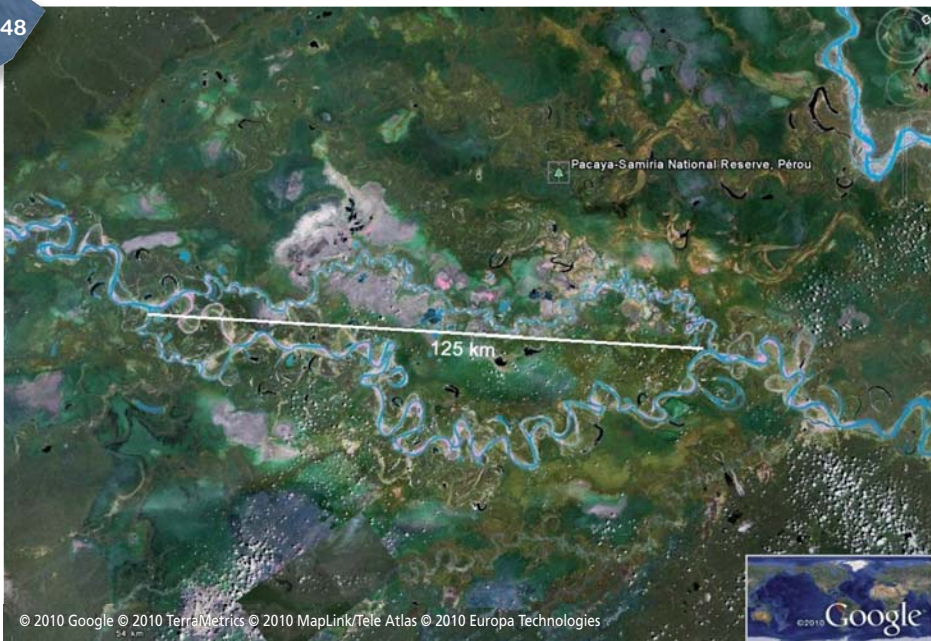
Influencés par les nombreux et divers exemples australiens, ils reprennent à leur compte des définitions antérieures en précisant que les rivières à anabranches forment un « système de chenaux multiples caractérisés par des îles alluviales végétalisées ou stables qui divisent l'écoulement pour des débits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

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

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

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

Figure 148



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

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

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

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

Figure 149



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

Typologies et sectorisation

119

120 ■ Notions générales

124 ■ Quelques exemples de typologie

135 ■ Méthodes de sectorisation et de typologie proposées

139 ■ Une typologie particulière : la typologie des faciès d'écoulement

Qu'est ce qu'une typologie ?

Trois concepts assez proches sont souvent employés dans la même acception «typologique» (Newson *et al.* 1998) :

- **la classification**, qui est une méthode générale permettant de regrouper des entités sur la base de similarités (Bailey, 1994) ;
- **la taxonomie**, qui est une procédure empirique objective permettant de placer des individus dans des types sur la base d'attributs mesurés. Cette procédure passe généralement par l'utilisation d'une clé de détermination. Elle nécessite de définir des variables de discrimination, de les hiérarchiser, de définir des seuils précis pour les modalités de ces variables ;
- **la typologie**, qui est une approche conceptuelle basée sur un découpage subjectif en classes. La méthode typologique est apparentée aux analyses multivariées dites discriminantes, où le chercheur définit des types *a priori* et les valeurs des variables permettant de discriminer ces types. Des individus « typiques », réels ou fictifs, constituent alors des « noyaux durs » auxquels viennent s'agglomérer tous les autres individus en fonction de leur degré de similitude avec l'individu-type.

Sur la base de ces définitions, nous considérerons que le terme de classification est un terme générique, les méthodes d'élaboration pouvant être de type taxonomique ou typologique.

Néanmoins, pour conserver la terminologie la plus fréquemment employée actuellement, l'expression de **typologie géomorphologique** sera utilisée ici pour désigner la méthode de regroupement des cours d'eau sur la base de similarités géomorphologiques et le résultat de la mise en œuvre de cette méthode.

A quoi sert une typologie ?

On peut *a priori* distinguer **deux grands types d'objectifs**, fonction du niveau de précision de la typologie :

- **une typologie « de base »**, calée sur des variables simples et facilement accessibles, permet d'établir un canevas pour de nombreuses approches, scientifiques ou de gestion ;
- **une typologie plus « fine »**, calée sur des variables plus complexes et moins faciles d'accès, permet d'accéder au plus près du fonctionnement des cours d'eau et d'aller plus loin dans l'analyse et la prévision.

■ Typologie de base : établir une base de connaissance et d'analyse commune

Un des objectifs majeurs de l'approche typologique est de fournir aux divers gestionnaires, scientifiques, utilisateurs des cours d'eau, une base de connaissance et d'analyse commune. Cette base commune peut être constituée par une classification des cours d'eau en un nombre limité de « types » standards, auxquels l'ensemble des cours d'eau pourraient être affectés.

En raison des difficultés d'accès à certaines variables de contrôle majeures, ce premier niveau de classification est basé sur des paramètres simples et facilement accessibles *via* les bases de données existantes. Il permet déjà néanmoins d'approcher un certain nombre de caractéristiques du fonctionnement global des hydrosystèmes.

La typologie « de base » est axée sur les paramètres suivants :

- pente de la vallée ;
- largeur de la vallée ;
- rang hydrographique de Strahler ;
- appartenance à une hydroécorégion.

■ Typologie fine : accéder aux processus géodynamiques

Ce second niveau typologique est élaboré au moyen de variables plus descriptives du fonctionnement hydromorphologique des cours d'eau et notamment des processus géodynamiques. Ce niveau fin d'approche est en cours de réalisation mais est limité par l'accessibilité aux variables nécessaires à son élaboration : intensité des apports solides, puissance spécifique, cohésion des berges.

NB Des paramètres d'habitat (notamment les faciès d'écoulement et leur proportion) pourront être associés à ce niveau typologique.

Ce niveau fin de typologie a de multiples intérêts.

Pondération de la note de qualité d'un système d'évaluation de la qualité physique d'un cours d'eau

Cet objectif est celui visé en tout premier lieu par les Agences de l'Eau. La typologie élaborée doit en effet permettre de pondérer une « note de qualité physique » donnée par la mesure et l'analyse de divers paramètres au niveau du cours d'eau (méthodes SYRAH, ou QUALPHY par exemple). Il est évident que cette note, calculée systématiquement de la même façon, ne doit pas avoir la même signification, en termes de qualité physique, sur un cours d'eau de montagne ou de plaine, sur un cours d'eau sableux ou à blocs. De même, une forte densité de faciès d'écoulement lents et profonds n'est pas indicatrice de dysfonctionnement sur un cours d'eau sablo-limoneux de plaine alors qu'elle l'est sur un cours d'eau à forte pente caractérisé, dans son état naturel, par des alternances de rapides, plats courants, etc.



Outil d'aide à la décision

Au sein d'une même entité de gestion (bassin, département, cours d'eau lui-même), le gestionnaire pourra, par simple visualisation d'une carte et accessoirement d'un tableau explicatif, accéder immédiatement au fonctionnement du cours d'eau ou de la portion de cours d'eau sur laquelle il doit statuer, proposer une stratégie d'aménagement, accepter de financer un aménagement ou des travaux de restauration hydromorphologique, etc.

Evaluation d'impacts d'aménagements

Il sera possible d'évaluer *a priori* l'impact d'un type d'aménagement sur un cours d'eau en recherchant dans le même bassin, ou dans un autre, un cours d'eau de même « type » ayant subi dans le passé le type d'intervention projeté, et en y quantifiant les impacts observés.

Proposition d'actions de préservation/restauration

Dans le même esprit, les gestionnaires pourront proposer des opérations de préservation, notamment des « cours d'eau de référence typologique » (il n'en existera pas pour chaque type...), ou des actions de restauration de cours d'eau dégradés et éloignés de leur fonctionnement naturel « typologique ».

Intérêt et limites d'une typologie géomorphologique

■ Intérêt : un accès rapide au fonctionnement par le biais de l'habitat

Il est couramment admis aujourd'hui que le fonctionnement biologique de la plupart des hydrosystèmes est très fortement lié à leur fonctionnement physique, lui-même régi par les processus d'érosion/transfert/dépôt de sédiments. Ces processus engendrent des formes fluviales en plan, en travers et en long que l'on est maintenant en mesure de corrélérer assez bien à des fonctionnements écologiques. La passerelle la plus utilisée pour établir ces corrélations est basée sur le concept d'« **habitat** » **des communautés biologiques**, **par le biais notamment des faciès d'écoulement** que l'on considère comme des « macro » ou « méso » habitats (voir plus loin la typologie des faciès d'écoulement).

■ Limites : continuum fluvial et ajustements

Le continuum fluvial

De nombreux auteurs, géomorphologues et écologues, estiment que les cours d'eau évoluent de l'amont vers l'aval selon un **continuum** et qu'il est malaisé d'en « séparer » des entités discrètes. Il en découle donc souvent de réelles difficultés pour positionner clairement des limites de types morphologiques ou d'entités de sectorisation.

Les processus d'ajustement – les métamorphoses fluviales

La plupart des cours d'eau de l'Europe tempérée ont connu une phase d'ajustement géomorphologique majeure du fait du grand changement climatique lié à la fin de la dernière glaciation, il y a 15 000 ans. Les très larges vallées alluviales de l'Europe englacée et de l'Europe soumise au climat périglaciaire ont été encombrées d'épandages caillouto-sableux modelés par de vastes rivières en tresses, dont la morphologie et le matériel (hérités) persistent dans les remplissages des fonds de vallées.

Ce « méga-ajustement » est plus ou moins modulé (et masqué) par des « macro-ajustements » liés aux fluctuations hydro-climatiques de la période 15 000 BP - Actuel. Ce sont les métamorphoses fluviales qui ont fait alterner les ajustements pluri-séculaires liés à un excès ou à un déficit de charge de fond (voir chapitres précédents). Chacune de ces phases a laissé son empreinte géomorphologique et sédimentaire qui influence elle-même les rivières dans leur fonctionnement actuel (nature des fonds et des berges, nature et état de vieillissement des « annexes » fluviales, etc).

La période récente (XX^e siècle) a, par exemple, connu une disparition progressive du tressage au profit du méandrage sur un certain nombre de cours d'eau bien alimentés en charge de fond durant le Petit Âge Glaciaire. Ce constat implique que l'affectation de cours d'eau à des types morphologiques n'est pas une donnée stable et qu'elle peut être révisée en fonction de ces ajustements.

Dans le même ordre d'idée, le concept d'**état de référence** sur des cours d'eau en cours de métamorphose est délicat à définir. Ainsi, il n'est pas possible de considérer la rivière en tresses du XX^e siècle comme une référence absolue si l'expertise diagnostique par ailleurs une évolution inéluctable vers le cours d'eau à lit unique incisé, les variables de contrôle ayant elles-mêmes évolué vers un état stable, sans compter avec l'épuisement de la charge de fond lié aux variables sous contrôle anthropique (barrages, extractions, digues latérales).

Les autres critères de discrimination

Enfin, si l'habitat aquatique (ou rivulaire) est souvent conditionné par les processus morphodynamiques, eux-mêmes régis par des paramètres géologiques, climatiques, tectoniques etc., l'« habitabilité » de ces milieux est aussi fonction d'autres paramètres comme l'hydrologie (naturelle ou influencée), la physico-chimie de l'eau et des sédiments, l'ensoleillement, la température, la nature et la densité de la ripisylve, etc.

La question est donc de savoir à quel niveau de typologie ou de sectorisation ces paramètres doivent intervenir, si toutefois ils le doivent dans le cadre d'une approche typologique.

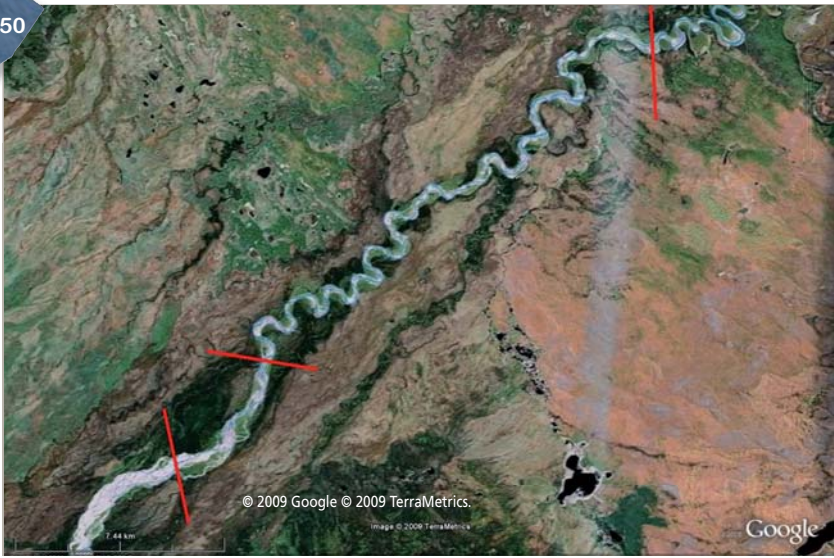
Typologie et sectorisation : deux concepts très proches

La finalité de l'approche typologique étant de constituer un outil d'aide à la gestion et à la décision pour des gestionnaires intervenant à diverses échelles spatiales, il semble nécessaire de proposer une typologie utilisable à ces différentes échelles d'intervention.

La méthode la plus simple consiste à **croiser les concepts de typologie et de sectorisation**.

Nous avons vu que l'approche typologique consiste en une classification des cours d'eau sur des bases plus ou moins objectives. **Dans la réalité, il ne s'agit pas de classer des cours d'eau mais plutôt des tronçons de cours d'eau.** En effet, tout en gardant à l'esprit le concept de continuum amont-aval, il est fréquent qu'un même cours d'eau présente une morphologie et un fonctionnement très différents entre sa source et sa confluence avec un collecteur de rang supérieur.

Figure 150



Evolution amont-aval d'un cours d'eau. On conçoit bien qu'il n'est pas pertinent de gérer de la même façon ces différentes entités hydromorphologiques.

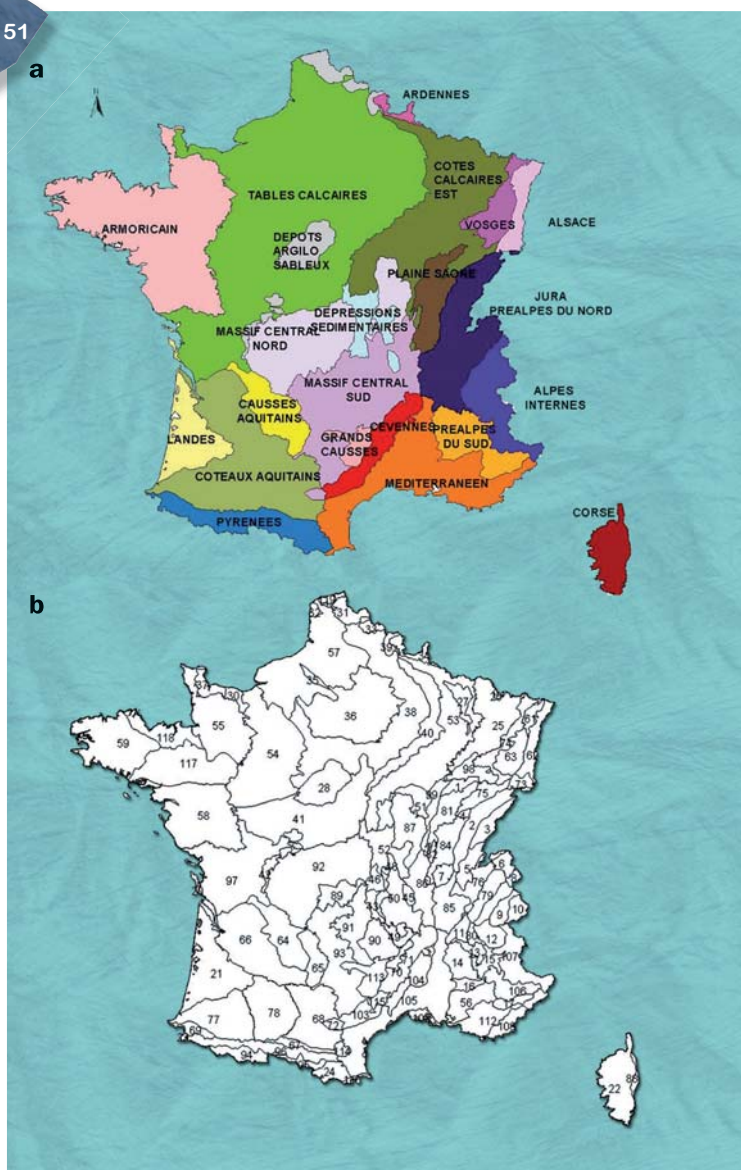
Tout cours d'eau peut donc, en théorie, être segmenté en un certain nombre d'**entités emboîtées** à la manière de poupées russes (voir plus loin), dont chacune présente un intérêt, tant en matière de connaissance globale du fonctionnement que comme outil de gestion globale. Certains niveaux hiérarchiques de ces entités emboîtées peuvent aussi être classés en **types morphologiques**, d'où le **croisement possible** entre les deux concepts.

Quelques exemples de typologies

La typologie nationale des eaux de surface

En application de la Directive Cadre européenne sur l'Eau (DCE, annexe II), une typologie des **masses d'eau** a été établie. Son objectif est de regrouper des milieux aquatiques homogènes du point de vue de certaines caractéristiques naturelles (relief, géologie, climat, géochimie des eaux, débit, etc.), qui ont une influence structurante sur la répartition géographique des organismes biologiques. Son principal enjeu concerne la définition des conditions de référence à partir desquelles seront établis les états écologiques (écarts à la référence).

Figure 151



Les HER1 (a) et HER2 (b) de France métropolitaine (Wasson et al., 2002).

■ Régionalisation

Le fonctionnement écologique des cours d'eau est déterminé, à l'amont, par les caractéristiques du relief ainsi que par les caractéristiques géologiques et climatiques du bassin versant. Un découpage régional fondé sur l'homogénéité de ces caractéristiques permet de définir des ensembles de cours d'eau présentant des caractéristiques physiques et biologiques similaires, à même gradient d'évolution longitudinale (Wasson *et al.*, 2002). Ce découpage (figure 151) réalisé au niveau du territoire métropolitain a permis d'identifier **22 hydro-écorégions** de niveau 1 (HER1), dont les déterminants primaires présentent des différences importantes. Elles peuvent être subdivisées en **112 hydro-écorégions élémentaires** de niveau 2 (HER2).

■ Classes de taille de cours d'eau

La traduction de l'évolution longitudinale des cours d'eau repose sur l'utilisation de l'ordination de Strahler, qui permet de prendre en compte les différences significatives de dimension au niveau des confluences principales. Ainsi, les cours d'eau sont ordonnés en classes de taille, adaptées et parfois regroupées en fonction des caractéristiques locales de l'évolution longitudinale des écosystèmes.

■ Application

Dans chacune des 22 hydro-écorégions de niveau 1, une classification longitudinale, adaptée aux caractéristiques connues de fonctionnement des écosystèmes, est appliquée. Cette première étape aboutit à proposer des types de masses d'eau dits « endogènes ».

Dans certains cas, pour des cours d'eau traversant les hydro-écorégions ainsi définies, il est nécessaire de prendre en compte l'influence de l'hydro-écorégion située à l'amont, influence qui s'exprime notamment par les caractéristiques géochimiques ou hydrologiques des cours d'eau.

Par exemple, un cours d'eau traversant une hydro-écorégion à dominante calcaire mais qui naît dans une hydro-écorégion à dominante siliceuse ou cristalline (Pyrénées, Massif Central, ...), et dont le débit se constitue essentiellement en zone siliceuse ou cristalline, a une composition géochimique qui ressemble plus à celle d'un cours d'eau situé dans ces secteurs siliceux ou cristallins. Dans ce cas, ses références se rapprocheront davantage de celle de l'hydro-écorégion à dominante siliceuse ou cristalline (exemple : parties aval de la Dordogne, du Lot, de la Garonne, etc.). Aussi, en fonction de la position et de la surface relative des bassins versants amont des cours d'eau concernés par l'influence d'une autre hydro-écorégion, la typologie des masses d'eau est complétée et nécessite l'ajout de types « exogènes » ou à singularités locales.

La typologie nationale qui en résulte, ainsi que sa codification, sont déclinées dans le tableau de synthèse ci-après. Certains de ces types sont à relativiser par rapport à la surface et au linéaire concernés. Il est cependant nécessaire de les resituer dans un contexte international où ces types peuvent avoir une représentation beaucoup plus importante.

A chaque code figurant dans les cases du tableau de synthèse correspond un type de masses d'eau présentant des caractéristiques similaires avec une classe de taille, une unité géographique de situation et une particularité locale ou l'influence éventuelle d'une hydro-écorégion amont.





Tableau 8

La typologie nationale DCE des eaux de surface.

			Types nationaux et leur codification						
			Rangs (bassin Loire-Bretagne)	8, 7	6	5	4	3, 2, 1	
			Rangs (autres bassins)	8, 7, 6	5	4	3	2, 1	
Hydro-écorégions de niveau1			Cas général, cours d'eau exogène de l'HER de niveau 1 indiquée ou HER de niveau 2	Très grands	Grands	Moyens	Petits	Très petits	
20	DEPÔTS ARGILLO SABLEUX	Cas général		GM20		P20	TP20		
		Exogène de l'HER 9 (Tables Calcaires)		GM20/9					
		Exogène de l'HER 21 (Massif Central Nord)		G21	M21				
21	MASSIF CENTRAL NORD	Cas général		G3	M3	P3	TP3		
		Cas général							
3	MASSIF CENTRAL SUD	Exogène de l'HER 19 (Grands Causses)			M3/19				
		Exogène de l'HER 8 (Cévennes)						M3/8	
		Exogène de l'HER 19 ou 8						G3/19-8	
17	DEPRESSIONS SEDIMENTAIRES	Cas général		TG17/3-21	G17/3-21	M17	P17	TP17	
		Exogène de l'HER 3 ou 21 (M.Cent.S ou N)				M15-17/3-21		P17/3-21	TP17/3-21
15	PLAINE SAÔNE	Exogène de l'HER 3 ou 21			G15/5	MP15/5			
		Exogène de l'HER 5 (Jura)							
		Cas général				TG15	MP15		TP15
		Exogène de l'HER 10 (Côtes Calcaires Est)	TG10-15/4						
5	JURA / PRE-ALPES DU NORD	Cas général		G5	M5	P5	TP5		
		Exogène de l'HER 2 (Alpes Internes)		TG5/2	GM5/2				
TTGA	FLEUVES ALPINS	Cas général	TTGA	G2		MP2	TP2		
2	ALPES INTERNES	Cas général							
7	PRE-ALPES DU SUD	Cas général		GMP7					TP7
		Cas général							
6	MEDITERRANEE	Exogène de l'HER 2 (Alpes Internes)	TG6-7/2	GM7/2					
		Exogène de l'HER 2 ou 7		GM6/2-7					
		Exogène de l'HER 7 (Pré-Alpes du Sud)	TG6/1-8	GM6/2-7					
		Exogène de l'HER 8 (Cévennes)		GM6/8					
		Exogène de l'HER 1 (Pyrénées)		GM6/1					
8	CEVENNES	Cas général		G6	MP6		TP6		
		Cas général		GM8		PTP8			
		A-her2 n°70		G16	M8/A	PTP8/A			
16	CORSE	A-her2 n°22			M16/A	PTP16/A			
		B-her2 n°88			M16/B	PTP16/B			
19	GRANDS CAUSSES	Cas général			GM19/8		P19		
		Exogène de l'HER 8 (Cévennes)							
11	CAUSSES AQUITAINS	Cas général		TG11/3-21	G11/3-21	M11/3-21	P11/3-21	TP11	
		Exogène de l'HER 3 (MCN) et/ou 21 (MCS)	TG11/3-21						
14	COTEAUX AQUITAINS	Exogène des HER 3, 8, 11 ou 19	TG14/3-11	G14/3	M14/3-11				
		Exogène de l'HER 3 (MCN) ou 8 (Cév.)						M14/3-8	
		Cas général	TG14/1	GM14		P14	TP14		
		Exogène de l'HER 1 (Pyrénées)		G14/1	M14/1	P14/1			
13	LANDES	Cas général		G1		M13	P13	TP13	
1	PYRENEES	Cas général		G1		M1	P1	TP1	
12	ARMORICAIN	A-Centre-Sud (her2 n°58 et 117)		G12	M12/A	P12/A	TP12/A		
		B-Ouest-Nord Est (her2 n°55, 59 et 118)			M12/B	P12/B	TP12/B		
TTGL	LA LOIRE	Cas général	TTGL			M9/A	P9/A		
9	TABLES CALCAIRES	A-her2 n°57							
		Cas général	TG9	G9	M9	P9	TP9		
		Exogène de l'HER 10 (dans l'her2 n°40)	TG9/21	G9/10	M9/10				
		Exogène de l'HER 21 (Massif Central Nord)		G9-10/21	M9-10/21				
10	COTES CALCAIRES EST	Exogène de l'HER 21 (Massif Central Nord)	TG10-15/4	G10	M10	P10	TP10		
		Cas général							
4	VOSGES	Exogène de l'HER 4 (Vosges)		G10/4	M10/4				
		Cas général			M4	P4	TP4		
22	ARDENNES	Exogène de l'HER 10 (Côtes Calcaires Est)	TG22/10	GM22		P22	TP22		
		Cas général							
18	ALSACE	Cas général				MP18	TP18		
		Exogène de l'HER 4 (Vosges)							
				G18/4	M18/4	P18/4			



Légende du tableau

- entrée verticale dans le tableau : classe de taille du cours d'eau ;
- code utilisé : TTG = très très grand cours d'eau (« A' » pour fleuves alpins et « L' » pour la Loire), TG = très grand cours d'eau, G = grand, M = moyen, P = petit, TP = très petit ;
- entrée horizontale dans le tableau (première colonne) : HER de niveau 1 dans laquelle circule le cours d'eau ;
- entrée horizontale dans le tableau (deuxième colonne) :
 - cas général, cours d'eau ne circulant que dans l'HER de niveau 1 citée,
 - ou circulation dans une HER de niveau 2 spécifique avec des caractéristiques différentes des cas généraux de la même HER de niveau 1,
 - ou cours d'eau influencé par une HER située à l'amont.

Lecture des types (en grisé, type inexistant)

1. lettres : taille du cours d'eau,
2. premier chiffre : n° de l'HER de niveau 1 dans lequel se situe le cours d'eau ou tronçon de cours d'eau,
3. éventuellement, lettre A ou B : circulation dans une HER de niveau 2 spécifique,
4. éventuellement, deuxième chiffre après le « l' » : n° de l'HER amont de niveau 1 influençant les caractéristiques du cours d'eau (géochimie, hydrologie...).

Exemples de lecture

- P22 : petit cours d'eau de l'HER de niveau 1 n°22 (petit cours d'eau des Ardennes) ;
- GM22 : grand ou moyen cours d'eau de l'HER de niveau 1 n°22 (Ardennes) ;
- M10/4 : moyen cours d'eau de l'HER de niveau 1 n°10 (Côtes calcaires Est) influencé par l'HER de niveau 1 n°4 (Vosges) - bien que géographiquement situés dans les Côtes calcaires Est, ces cours d'eau présentent aussi des caractéristiques des cours d'eau des Vosges ;
- PTP16-B : petit ou très petit cours d'eau de l'HER de niveau 1 n°16 (Corse) dans l'HER de niveau 2 n°88 (plaine d'Aléria) ;
- TG10-15/4 : très grand cours d'eau de l'HER de niveau 1 n°10 (Côtes calcaires Est) ou n°15 (Plaine de Saône) influencé par l'HER de niveau 1 n°4 (Vosges) - bien que géographiquement situés dans les Côtes calcaires Est ou dans la Plaine de Saône, ces cours d'eau présentent aussi des caractéristiques des cours d'eau des Vosges.

■ Cours d'eau des Départements outre-mer

La méthodologie employée est, sur le principe, identique à celle utilisée pour le territoire métropolitain : le cadre a été adapté aux conditions naturelles spécifiques des DOM.

Régionalisation

Pour ce qui concerne les « îles », les caractéristiques dominantes et communes sont :

- la petite dimension (par rapport au territoire métropolitain) ;
- les caractéristiques de climat insulaire (régime de température tropical avec faibles variations saisonnières, très forte hétérogénéité spatiale des précipitations avec des maxima bien supérieurs à la métropole et, dans certains cas, dissymétrie de la répartition des précipitations - au vent/sous le vent) ;
- un relief volcanique très accentué renforçant cette dissymétrie.

Il en résulte, pour chacune des îles, une régionalisation fondée sur :

- le relief, distinguant les zones dont l'altitude est peu élevée (et les précipitations limitées) ;
- l'orientation des versants dans les secteurs au relief accentué (la Réunion) ;
- la géomorphologie, quand celle-ci s'avère discriminante.

Zonation longitudinale

Elément déterminant dans la structuration des écosystèmes pour les masses d’eau continentales, la zonation longitudinale est limitée dans les îles. Une zonation amont/aval est proposée uniquement dans les hydro-écorégions au relief marqué, où la différence d’altitude et de pente permet d’envisager une différence de structure et d’organisation des communautés biologiques.

Sont donc retenus des types « amont » et des types « aval » pour les cours d’eau des hydro-écorégions à relief accentué, la limite se situant dans la majeure partie des cas sur les ruptures de pente de profil en long, les confluences majeures (rang supérieur ou égal à 3), ou tout autre limite facilement identifiable localement permettant de différencier ces zones.

La typologie proposée, construite sur des bases similaires entre les différentes îles, conserve néanmoins une distinction entre elles, en l’absence d’éléments suffisants sur la faune aquatique et le fonctionnement des écosystèmes. La typologie qui en résulte, ainsi que sa codification, sont déclinées dans le tableau de synthèse, ci-après. A chaque code figurant dans les cases de ce tableau correspond un type de masses d’eau présentant des caractéristiques similaires.

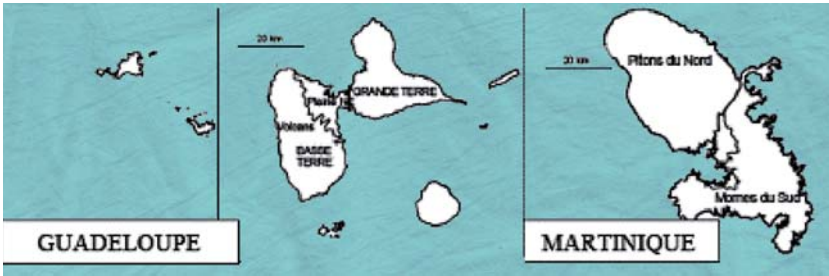
Tableau 9

Typologie DCE des cours d’eau d’outre-mer.

Types DOM et codification			
Zonation longitudinale			
DOM	Hydro-écorégion	Aval	Amont
GUADELOUPE	Basse Terre Plaine Nord Est	MP31	
	Grande terre et autres îles	MP32	
	Basse Terre Volcans	M33	P33
MARTINIQUE	Pitons du Nord	M41	P41
	Mornes du Sud	MP42	
REUNION	Cirques au vent	M61	P61
	Cirques sous le vent	M62	P62
	Versants au vent	MP63	
	Versants sous le vent	MP64	

Légende du tableau

M= cours d’eau moyens (aval). P = petit cours d’eau (amont). MP : cours d’eau de taille indifférenciée.
1^{er} chiffre : 3 pour la Guadeloupe, 4 pour la Martinique et 6 pour la Réunion.
2^e chiffre : n° de l’hydro-écorégion pour chaque département (1 à 4, selon les cas).



NB La Guyane est en cours de traitement.

La typologie SEQ (Aquascop, 1997)

Cette typologie s'inscrit dans une démarche globale menée par les Agences de l'Eau dans les années 90, l'élaboration des SEQ (Systèmes d'Evaluation de la Qualité), qui visait à fournir un outil d'évaluation de la qualité des trois compartiments majeurs des écosystèmes d'eau courante : l'eau, la biologie, le milieu physique ainsi qu'une aide à la décision dans les choix d'aménagement, d'entretien ou de restauration de ces écosystèmes et de la qualité de ces compartiments.

Une première étape consistait en l'élaboration d'une typologie des cours d'eau à l'échelle nationale. Cette première étape, réalisée par Aquascop(1997), a conduit à une proposition de « typologie physique simplifiée des cours d'eau français » à l'échelle du 1 / 1 000 000^e.

Cette typologie physique simplifiée des cours d'eau français est présentée comme une classification basée sur cinq critères hiérarchisés :

- l'énergie ;
- le transport solide ;
- la géologie ;
- la forme du fond de vallée (lit majeur) ;
- l'alimentation en eau.

En pratique, il apparaît que ces critères ne sont pas systématiquement appliqués dans la typologie finale qui a été réalisée. Ainsi, par exemple :

- la géologie n'intervient pas pour les cours d'eau à forte énergie ;
- le transport solide est censé être identique pour tous les cours d'eau à énergie moyenne à faible, ce qui est loin d'être le cas. Par exemple dans le type 233, le Thouet présente un transport solide nul tandis que l'Armançon a une charge alluviale grossière abondante ;
- etc.

Dans certains cas, la hiérarchie des critères n'est pas non plus strictement respectée. Par exemple, la géologie intervient à nouveau après la forme du fond de vallée pour les types 214.

■ Qualification des critères

Les différents critères, notamment l'énergie et le transport solide, qui constituent les premiers facteurs de discrimination, sont évalués uniquement à dire d'expert, sans donnée quantitative :

- énergie « très forte à forte », « moyenne à faible », « faible à nulle » ;
- transport solide « important », « faible », « charge modérée à faible ».

En pratique, la classification actuelle opérée « à dire d'expert » en quelques classes est peu contestable, mais pose deux types de problèmes :

- en termes de précision de l'outil actuel, qui semble varier selon les régions (connaissance des experts qui ont contribué à son élaboration) ;
- en termes de possibilités d'affinement d'échelle et d'application.

■ Caractère aréal de la typologie

La classification proposée montre clairement que, dans la majeure partie des cas, les types de cours d'eau sont en fait définis de manière aréale, et recoupent fortement les hydro-écorégions définies par Wasson *et al.* (HER décrites sur la Loire en 1993). Ainsi, par exemple :

- les cours d'eau de la Bretagne Ouest sont tous du type « 214 – Bas plateau roches dures », correspondant à une énergie moyenne à faible, une charge modérée à faible, des terrains cristallins ou gréseux, avec fond de vallée, dans des roches massives ;

■ les cours d'eau des tables calcaires situées de part et d'autre de la Loire et de la Beauce sont classés pratiquement tous en type « 233 – Vallée calcaire », correspondant à une énergie moyenne à faible, une charge modérée à faible, des terrains sédimentaires de type plateau calcaire, avec lit majeur et où l'influence karstique est faible.

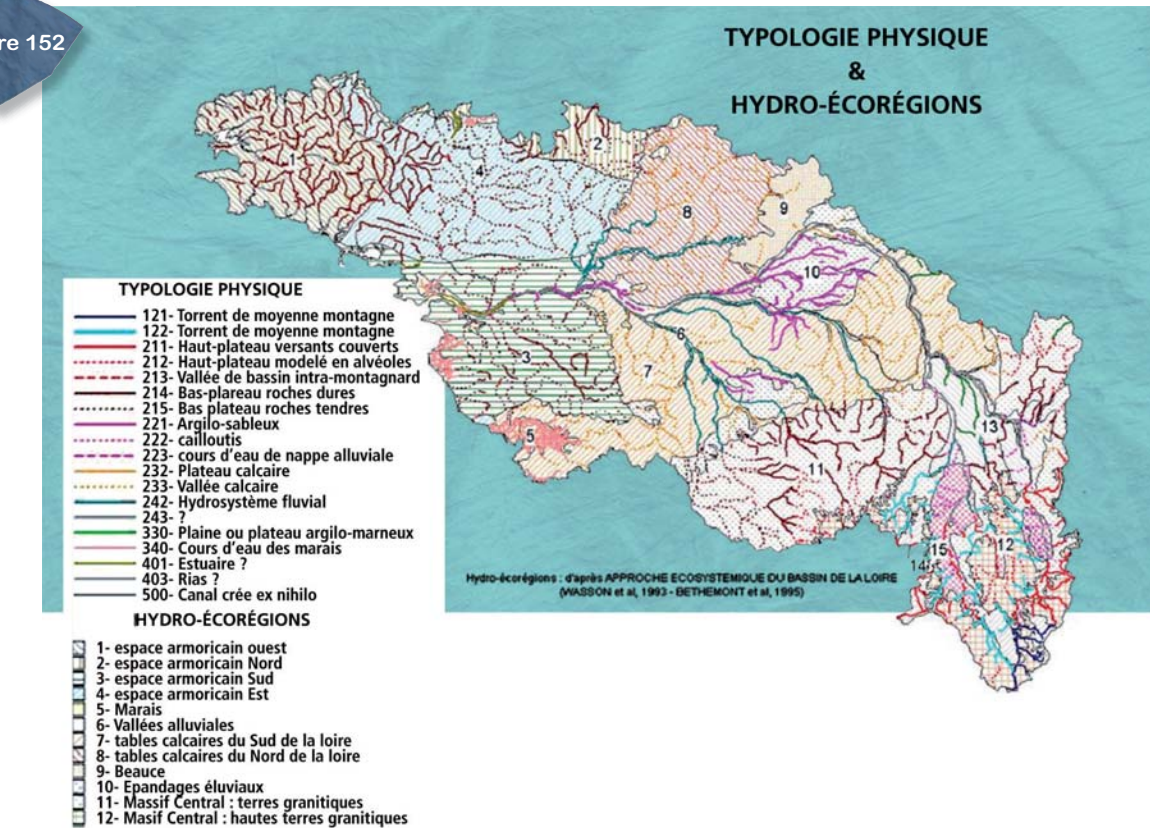
Même si l'outil est organisé et présenté différemment (critères hiérarchisés), les cours d'eau sont en fait caractérisés par les influences écorégionales auxquelles ils sont soumis (les cours d'eau de même type appartenant à des régions géographiques différentes traduisent en fait des similitudes très fortes des régions, ou des sous-régions selon le degré de précision).

L'influence des régions sur les cours d'eau qui s'y écoulent n'est plus à démontrer, mais le caractère aréal de la typologie pose deux types de questions :

- l'outil amène-t-il un niveau d'information significativement plus pertinent qu'une simple appartenance aux hydro-écorégions ?
- les cours d'eau sont-ils vraiment homogènes (à l'échelle du travail et dans l'objectif affiché par la méthode) au sein d'une région, notamment en fonction de leur taille et de leur parcours amont éventuel au sein d'autres régions ?

NB Ce dernier point est traité partiellement par la notion de **cours d'eau allochtone**.

Figure 152



Exemple de résultat sur le bassin de la Loire de la typologie Aquascop (1997) et corrélation avec les hydro-écorégions (Malavoi, AREA, 2000).

En d'autres termes, la méthode utilisée identifie des cours d'eau soumis aux mêmes influences (contexte écorégional), mais qui présentent, à divers titres, des différences fonctionnelles importantes en fonction de critères géomorphologiques, notamment de leurs dimensions (position dans le réseau).

■ Conclusion

L'outil « typologie physique simplifiée » fournit une base descriptive écorégionale des cours d'eau, à une échelle proche de celle des hydro-écorégions. Il peut être considéré comme une **classification** des cours d'eau en 30 types « rangés » selon certains critères, plutôt que comme une démarche de « classification hiérarchisée ». Il est néanmoins très intéressant en tant que tel, même s'il souffre d'imperfections, dont certaines semblent inhérentes à son concept même.

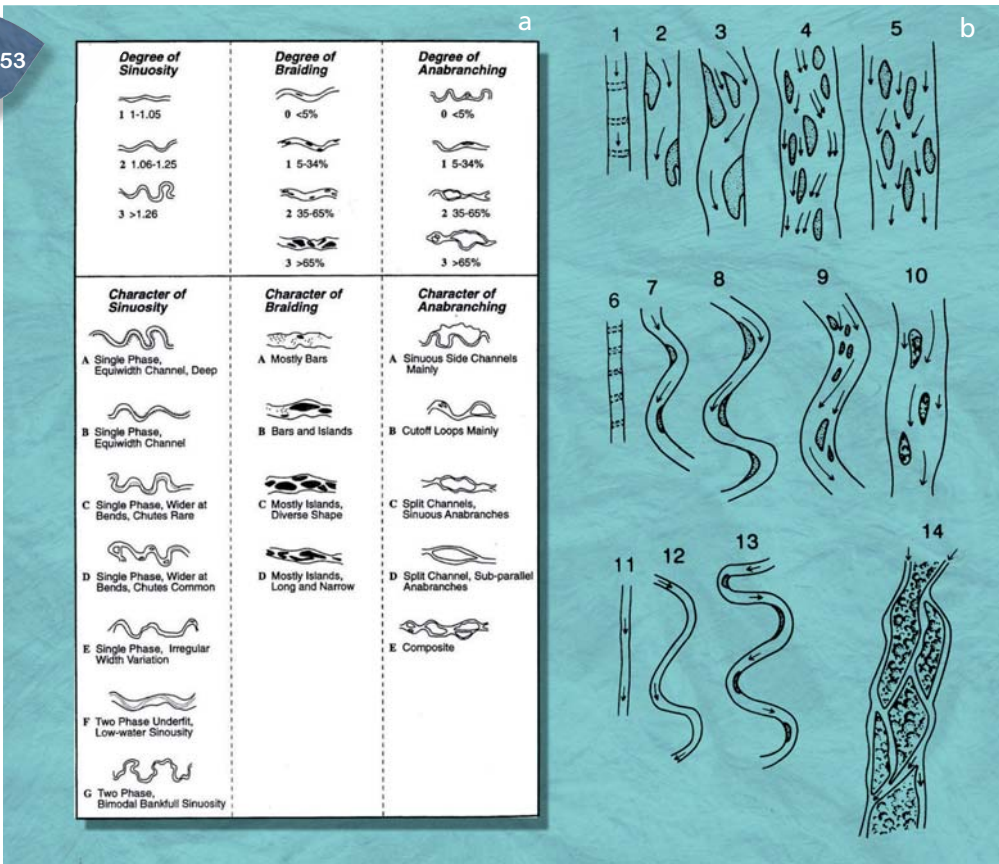
A de nombreux titres, cette approche nous semble toutefois insuffisante pour véritablement caractériser les milieux du point de vue fonctionnel et d'autre part, ne sont caractérisés que 77 000 km de cours d'eau, de rang généralement supérieur à 4.

Quelques typologies étrangères

■ Les classifications « simples »

Il existe dans la littérature de très nombreuses tentatives de classifications des cours d'eau, pour la plupart exclusivement basées sur le style fluvial, c'est-à-dire sur une variable de réponse. Nous n'en présentons que 2 à titre d'exemples, sans les développer.

Figure 153



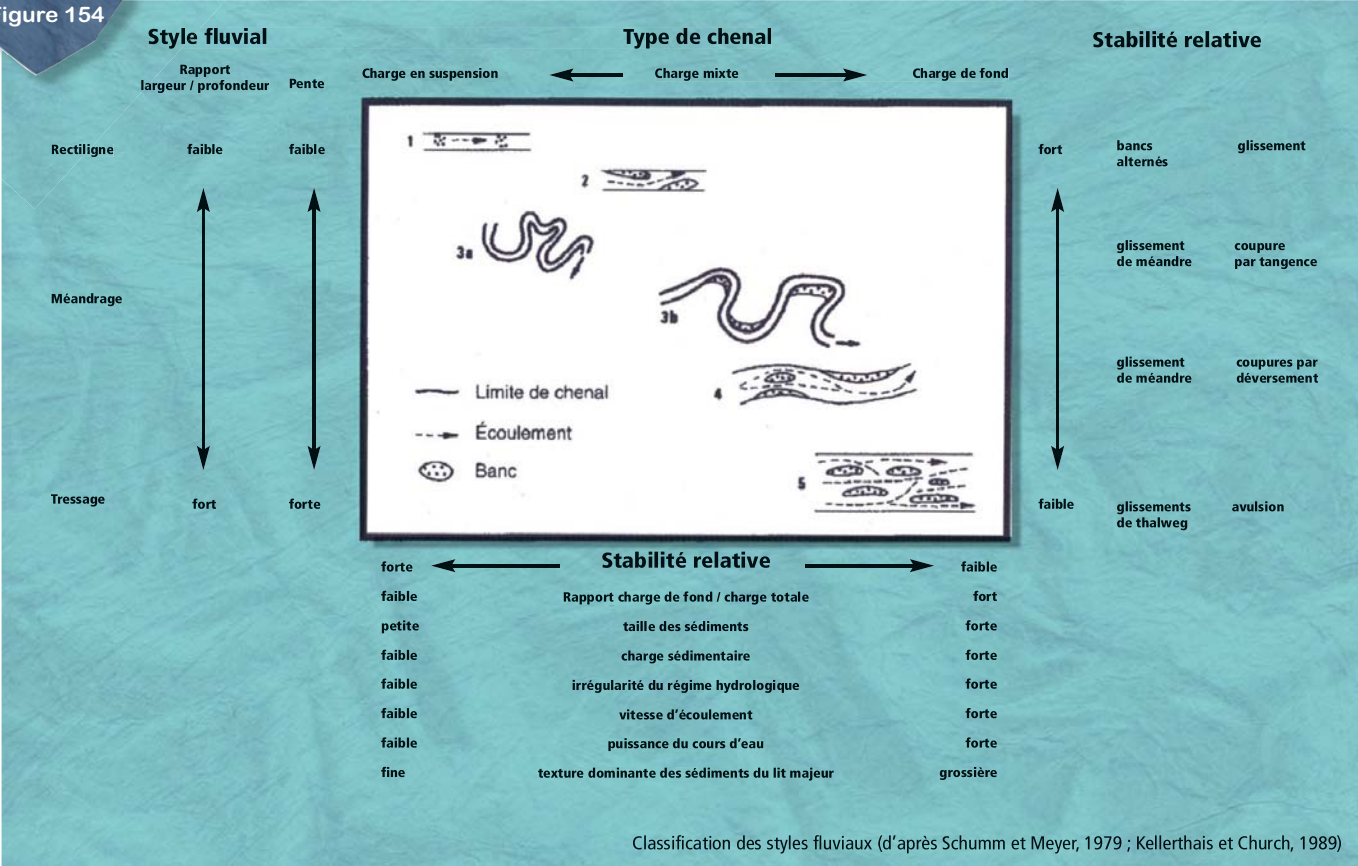
Exemples de classifications des cours d'eau basées sur le style fluvial. (a) Brice (1975), (b) Schumm (1981).

■ Les classifications fonctionnelles

Ces classifications simples ont parfois été couplées à des typologies plus « dynamiques », les styles fluviaux pouvant, rappelons-le, être de bons indicateurs de certains processus ou certaines classes d'intensité de processus hydromorphologiques.

Ainsi, la typologie de Schumm et Meyer simplifiée (1979, figure 154) nous permet de connaître, de manière très qualitative, un certain nombre de caractéristiques fonctionnelles du cours d'eau décrit. La simple détermination du style fluvial permet de savoir si le cours d'eau est dynamique ou non, s'il a une charge alluviale fine, grossière ou mixte, s'il a une puissance faible ou forte, etc.

Figure 154



La typologie dynamique de Schumm et Meyer (1979) in Bravard et Petit (1997).

■ La typologie de Rosgen (1996)

La typologie de Rosgen mérite un développement particulier car c'est actuellement, même si elle est souvent critiquée, la plus utilisée aux Etats-Unis. Elle se présente sous la forme d'une clé de classification dichotomique qui permet d'accéder à deux niveaux de classification.

Niveau I : 9 types

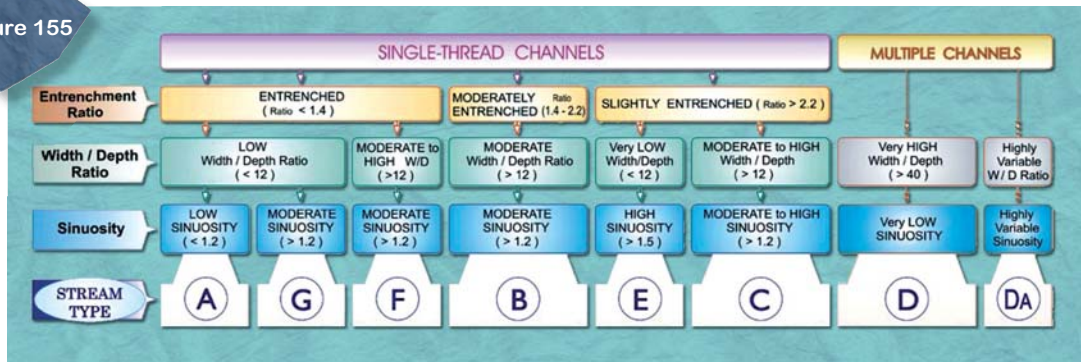
Ce premier niveau est basé sur la détermination des paramètres suivants :

- nombre de chenaux ;
- ratio d'incision (largeur de la vallée à la côte de 2 x la profondeur à pleins bords. A mesurer sur le terrain) ;
- rapport largeur/profondeur à pleins bords (à mesurer sur le terrain) ;
- coefficient de sinuosité.

Ce niveau, comprenant initialement 8 types, a été complété par un type Aa+ spécifique aux cours d'eau de montagne (figures 155 et 156).

A chacun de ces types sont associés des traits géomorphologiques fonctionnels proches de ceux proposés par Schumm et Meyer (1979) : puissance, apports solides, stabilité latérale, etc.

Figure 155



Premier niveau typologique de Rosgen (1994).

Figure 156

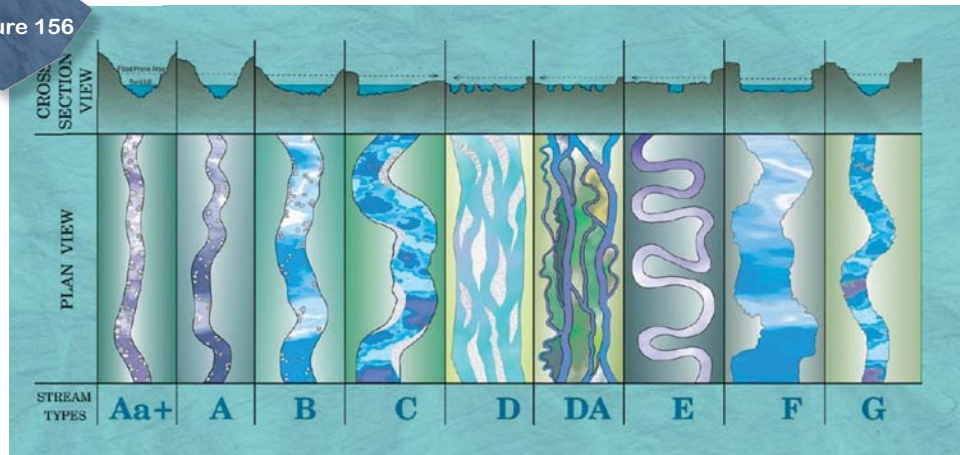
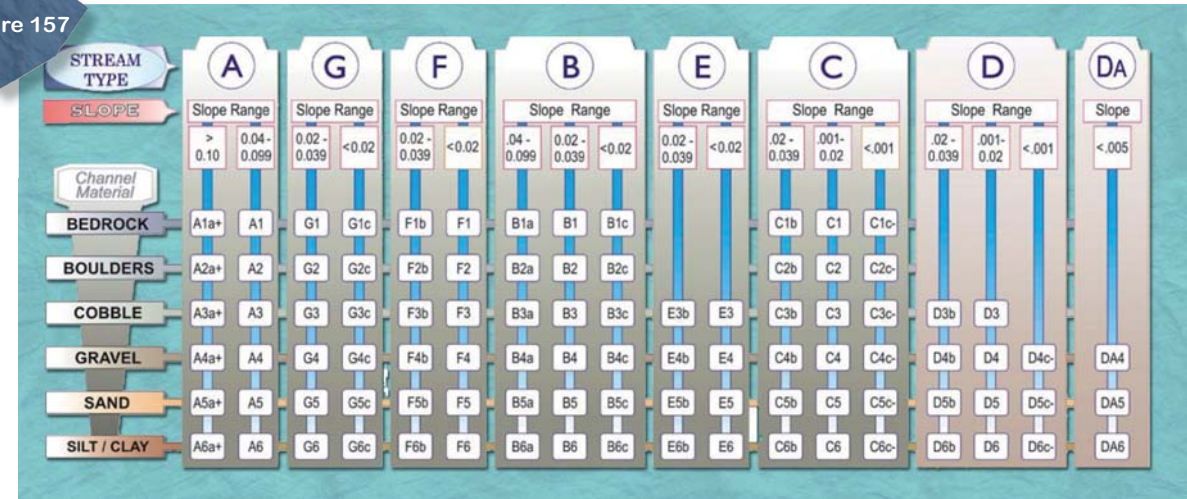


Illustration des profils en travers, ainsi que du tracé en plan du premier niveau typologique de Rosgen.

Niveau II et IIbis : 41 ou 93 types

Le niveau II fait intervenir de manière dichotomique la pente du cours d'eau puis la nature des matériaux du lit. Il aboutit à un classement en 93 types.

Figure 157



Deuxième niveau typologique de Rosgen (1994).

Un niveau intermédiaire à 41 types (la pente n'intervient plus comme variable de classification) a été proposé mais il semble peu utilisé.

Cette typologie (niveaux I et II) a été adoptée dans de nombreux services américains de gestion des cours d'eau. Il est fréquent de trouver dans les publications scientifiques ou techniques la référence à un type « Rosgen » : B3, E5b.

Deux aspects nous amènent néanmoins à formuler quelques critiques quant à la possibilité de sa mise en œuvre en France :

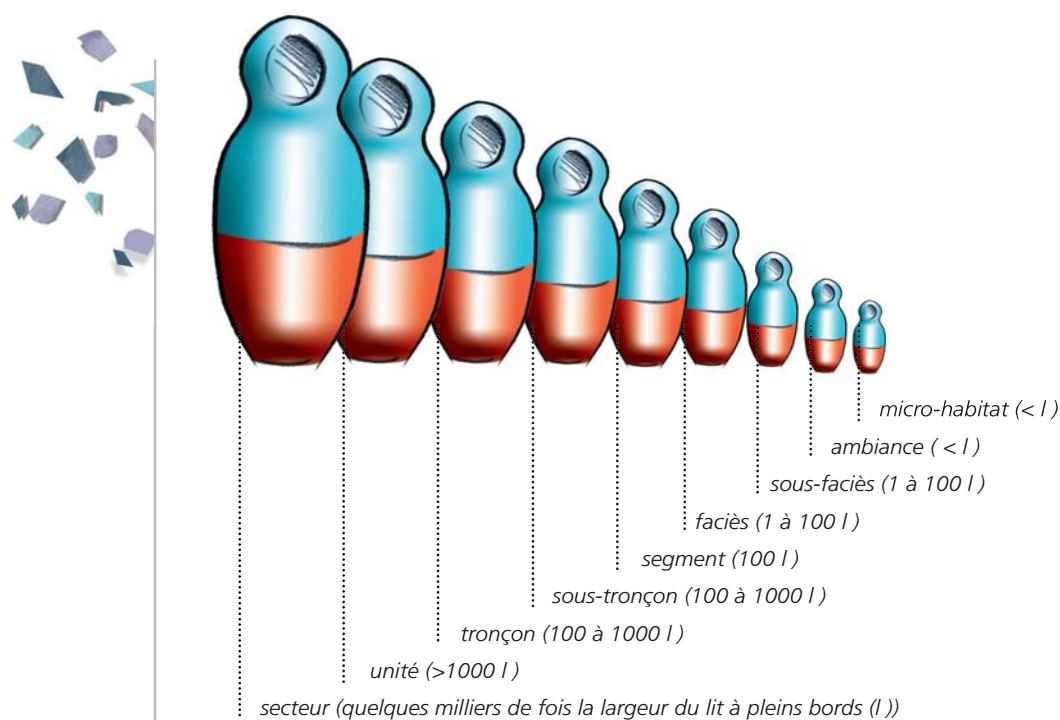
- elle n'est pas simple à appliquer compte tenu du fait que deux des variables dichotomiques majeures nécessitent a priori des mesures de terrain (ratio d'incision et l/p) ;
- elle utilise à la fois des paramètres de contrôle (bedrock en fond de lit) et des variables de réponse (style fluvial, l/p (W/D en anglais), etc.), ce qui est peu satisfaisant du point de vue conceptuel.



Méthodes de sectorisation et de typologie proposées

Sectorisation

Par ordre décroissant de taille, les entités de sectorisation proposées sont les suivantes (les ordres de grandeur des longueurs de ces entités, exprimés en n fois la largeur à pleins bords, sont donnés entre parenthèses) :



NB Les deux dernières entités de sectorisation ont une signification plus écologique que géomorphologique dans la mesure où les tailles de ces habitats sont fonction de la taille de leurs « habitants ».

■ Quels niveaux de sectorisation sont les plus adaptés à la gestion ?

Il nous semble nécessaire de proposer une sectorisation à au moins deux niveaux :

■ niveau 1, le tronçon géomorphologique homogène

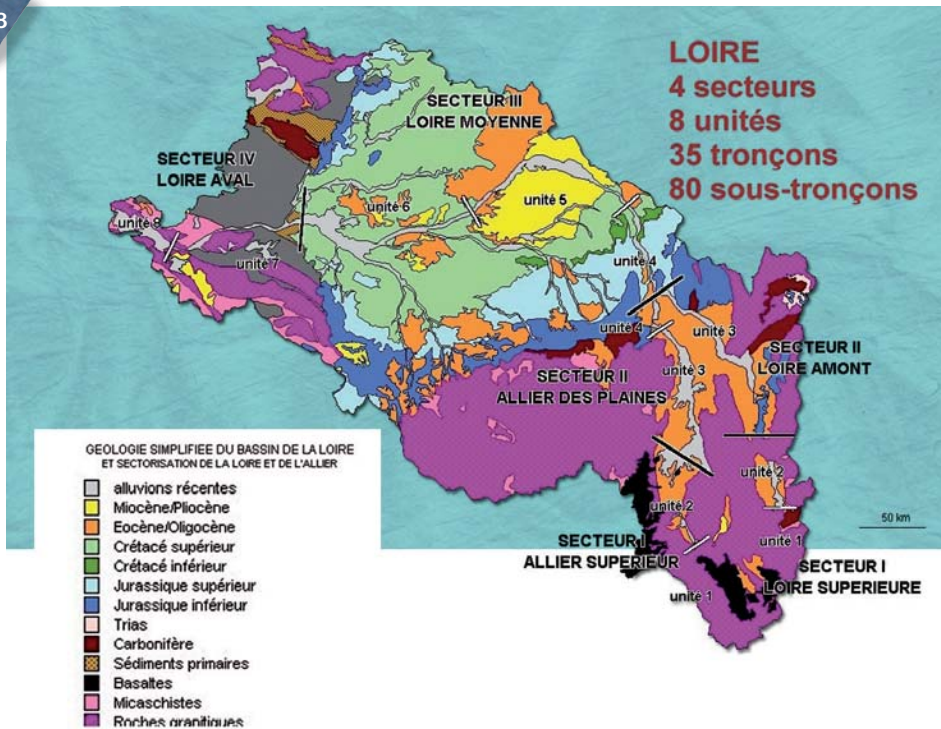
C'est le niveau de sectorisation qui nous paraît le plus pertinent pour une gestion globale et intégrée des cours d'eau. Il est utilisable par tous les acteurs et gestionnaires, quels que soient leurs domaines d'intervention. Ce niveau de résolution est basé exclusivement sur des paramètres géomorphologiques et hydrologiques de contrôle.

■ niveau 2, le sous-tronçon

Pour ce niveau de sectorisation, chaque discipline scientifique, chaque gestionnaire, peut utiliser sa propre gamme de paramètres discriminants. Le géomorphologue peut identifier des sous-tronçons à méandres dans un tronçon globalement en tresses, des sous-tronçons endigués dans un tronçon à large fond de vallée ; le phytosociologue peut segmenter le linéaire sur la base de la présence-absence d'une ripisylve, d'une forêt alluviale ; le biologiste peut intégrer des critères de qualité d'eau, des fréquences de faciès d'écoulement, etc.

NB Les deux niveaux supérieurs de sectorisation (secteurs et unités) ont essentiellement un intérêt pour les « grands » gestionnaires dans le cadre de planifications de niveau national ou régional. Ils sont discriminés principalement sur la base de leur appartenance à une hydro-écorégion de niveau 1 (HER1) et de niveau 2 (HER2). Ces hydro-écorégions (Wasson *et al.*, 2002) sont en effet calées sur les variables majeures de contrôle géomorphologique que sont la géologie, le relief et le climat.

Figure 158



Exemple de sectorisation de la Loire en secteurs, unités, tronçons et sous-tronçons (Malavoi, 2002).

■ Méthode retenue pour la sectorisation en tronçons homogènes

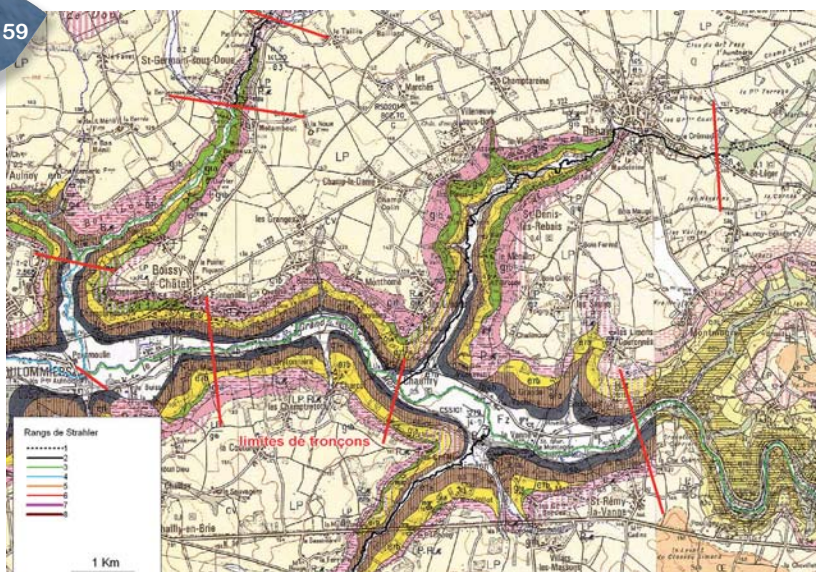
Le découpage de 225 000 km de cours d'eau français (sur environ 500 000 au total) en tronçons homogènes a été réalisé par le Cemagref en 2008 (Valette *et al.*) sur la base des trois paramètres de contrôle suivants, accessibles facilement dans les bases de données existantes :

- la largeur du fond de vallée ;
- la pente de la vallée ;
- la confluence avec des cours d'eau importants (variable « hydrologique » de substitution aux valeurs réelles de débit, difficilement accessibles uniformément à l'heure actuelle).

Largeur du fond de vallée

Variable de contrôle essentielle des processus géodynamiques, des phénomènes d'inondation, des processus écologiques au sein du corridor fluvial, voire des pressions socio-économiques, c'est la **largeur du fond de vallée alluvial** (Fz et Fyz des cartes géologiques), qui nous a guidés prioritairement dans la sectorisation en tronçons homogènes.

Figure 159

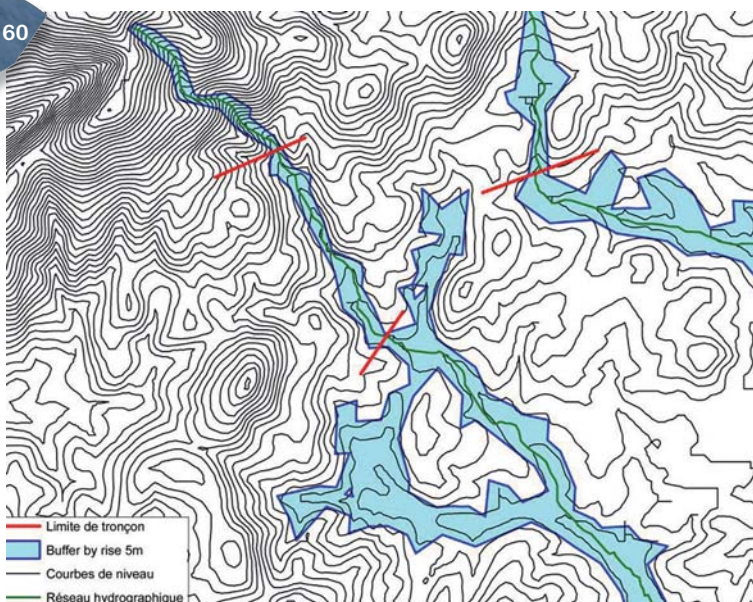


Exemple de sectorisation en tronçons homogènes sur la base de la largeur du fond de vallée (fond BRGM).

Pente de la vallée

Autre variable importante, la pente du fond de vallée renseigne sur l'énergie potentielle du cours d'eau et notamment sur sa capacité de mobilisation et de transport des sédiments. Cette variable a été déterminée visuellement à partir du MNT 50 m (Modèle Numérique de Terrain) de l'IGN (BDalti), à partir duquel a été générée une couche avec les valeurs de pente et des courbes de niveau équidistantes de 5 ou 10 m.

Figure 160



Exemple de sectorisation en tronçons homogènes sur la base de la pente du fond de vallée.

Hydrologie (ordination de Strahler)

La variable retenue est l'ordre de Strahler (1957). Ce système hiérarchique de numérotation se prête bien à la quantification des réseaux hydrographiques et a également l'avantage de tenir compte de l'évolution longitudinale des cours d'eau.

Ainsi, des limites de tronçon ont été placées :

- à chaque changement de rang de Strahler pour les rangs 1 à 3 ;
- à chaque confluence avec un cours d'eau de rang n et $n - 1$ pour les rangs 4 ;
- à chaque confluence avec un cours d'eau de rang n , $n - 1$, $n - 2$ pour les rangs supérieurs à 5.

Typologie

■ Typologie de base

A partir de la sectorisation nationale en tronçons homogènes, disponible sous la forme d'une base de données sous SIG, il est possible de réaliser une typologie « de base » axée sur les paramètres suivants :

- rang hydrographique de Strahler + appartenance à une hydro-écorégion (typologie nationale DCE, cf. supra) ;
- pente de la vallée ;
- largeur de la vallée.

Cette typologie est en cours de finalisation.

■ Typologie fine

Ce second niveau de typologie est basé sur les paramètres permettant d'établir le « score géodynamique », dont l'intérêt en termes de compréhension et de prédiction des processus hydromorphologiques a été exposé précédemment :

- la puissance spécifique ω ;
- l'érodabilité potentielle naturelle des berges B ;
- l'intensité des apports solides A .

Puissance - ω	< 10 W/m ²	10 - 30 W/m ²	30 - 100 W/m ²	> 100 W/m ²
Erodabilité des berges - B	Nulle	Faible	Moyenne	Forte
Apports solides - A	Nul	Faible	Moyen	Fort

Cette typologie est en cours de réalisation, l'accessibilité à ces paramètres étant complexe. On aboutit à 64 types potentiels, sachant que toutes les combinaisons ne sont pas pertinentes, par exemple, faible puissance et fort transport solide.

■ Informations complémentaires

Outre les caractéristiques typologiques précédentes, il est prévu de renseigner à l'échelle des tronçons homogènes, des paramètres descriptifs complémentaires, qui sont d'ailleurs considérés comme des variables de réponse :

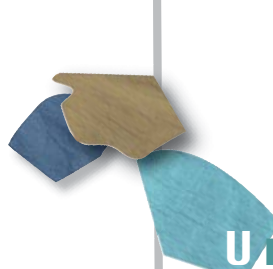
- le style fluvial ;
- la granulométrie des alluvions grossières en transit ;
- la largeur et la profondeur moyenne à pleins bords ;
- les faciès d'écoulement présents.

NB Le renseignement de ces caractéristiques n'est actuellement pas prévu à l'échelle nationale et se fera au gré des études et investigations réalisées sur les cours d'eau.

■ Conclusion : Postulat d'interprétation de la sectorisation/typologie

Le postulat est le suivant : si les paramètres de sectorisation et les variables typologiques associées ont été judicieusement choisis (et correctement renseignés), ils doivent permettre d'identifier des tronçons homogènes au sein desquels, selon des lois de la géodynamique fluviale, les valeurs des variables de réponse devraient être elles aussi homogènes.

Idéalement, on devrait pouvoir déterminer, compte tenu des valeurs des variables de contrôle, les caractéristiques précises des variables de réponse : style fluvial, largeur, profondeur, pente du cours d'eau, intensité des processus géodynamiques, etc. On est malheureusement encore assez loin d'un résultat pertinent, compte tenu des fortes incertitudes qui subsistent dans les relations de géométrie hydraulique et de morphométrie (cf. chapitres précédents)... Mais on devrait pouvoir s'en approcher progressivement grâce aux recherches en cours.



Une typologie particulière : la typologie des faciès d'écoulement

Intérêt d'une typologie des faciès d'écoulement

Il s'agit là d'une typologie à une échelle beaucoup plus fine que les précédentes puisque l'objectif est d'identifier des sous-parties de cours d'eau dont les caractéristiques hydromorphologiques sont considérées comme de bons indicateurs des **types d'habitats disponibles pour la faune aquatique**, on parle alors de macro-, voire de **mésohabitats**.

Les faciès d'écoulement sont en effet de petites portions de cours d'eau (d'une longueur comprise entre 1 et 10 fois la largeur à pleins bords environ) présentant une homogénéité, à l'échelle de quelques m² à quelques centaines de m², sur le plan des vitesses, des profondeurs, de la granulométrie, de la pente du lit et de la ligne d'eau, des profils en travers.

Les hydromorphologues considèrent les faciès, et notamment les alternances de radiers et de mouilles, comme les unités fondamentales des rivières. Ils leur attribuent une fonction physique de dissipation optimale de l'énergie. Elles sont également le reflet à long terme des contraintes exercées par la géologie, la morphologie terrestre, la couverture végétale et le climat.

Les hydrobiologistes s'intéressent également à ces unités morphologiques pour décrire l'utilisation de l'habitat par les poissons ou pour composer leurs unités d'échantillonnage : prélèvements de macroinvertébrés benthiques, inventaires piscicoles ou choix de séquences de faciès représentatives d'un tronçon de cours d'eau (stations) pour l'application des méthodes de type microhabitat.

L'identification des faciès d'écoulement est souvent problématique. Dans la réalité il existe très peu de faciès « d'école ». Les critères permettant de les identifier ont beaucoup souffert d'une certaine subjectivité, certains auteurs privilégiant tantôt la composition du substrat, tantôt la pente de la ligne d'eau, tantôt la répartition des hauteurs et vitesses, le nombre de Froude (rapport adimensionnel de la vitesse moyenne à la hauteur d'eau) ou encore les caractéristiques de la surface de l'eau.

Malavoi (1989) et Malavoi et Souchon (2002) ont proposé une approche qui, bien qu'entachée d'imperfections induisant un biais lié à l'opérateur, essaie d'objectiver la description au moyen d'une **clé de détermination**.

Choix des critères de discrimination des faciès

Deux niveaux de classification sont proposés.

■ Niveau 1

Deux critères de premier niveau ont été retenus :

- la hauteur d'eau moyenne ;
- la vitesse d'écoulement moyenne.

Ces deux variables doivent être observées pour un débit d'étiage moyen proche du débit moyen mensuel sec interannuel (moyenne des débits mensuels d'étiage). On peut alors proposer un premier niveau de classification des faciès d'écoulement sur la base de leur hauteur d'eau :

- **faciès profonds**, hauteur d'eau supérieure à 60 cm : chenaux lotiques (CLO), chenaux lenticques (CLE), mouilles de concavité (MOU), fosses de dissipation (FOS) ;
- **faciès peu profonds**, hauteur d'eau inférieure à 60 cm : plats (PLA), plats lenticques (PLL), radiers (RAD), rapides (RAP), cascades (CAS) ;

ou sur la base de la vitesse du courant :

- faciès « lenticques », vitesses inférieures à 30 cm/s : mouilles, chenaux lenticques, plats lenticques ;
- faciès « lotiques », vitesses supérieures à 30 cm/s : radiers, plats, rapides, chenaux lotiques.

NB Il serait tout à fait envisageable de proposer une typologie utilisant des valeurs adimensionnelles qui permettraient d'identifier des radiers avec 5 mm de profondeur sur un modèle réduit expérimental et de 50 cm sur un cours d'eau de 100 m de large. Toutefois, pour répondre à une demande de classification émanant plutôt de biologistes, il a été souhaité une typologie basée sur des valeurs brutes permettant d'y associer des types de peuplements.

■ Niveau 2

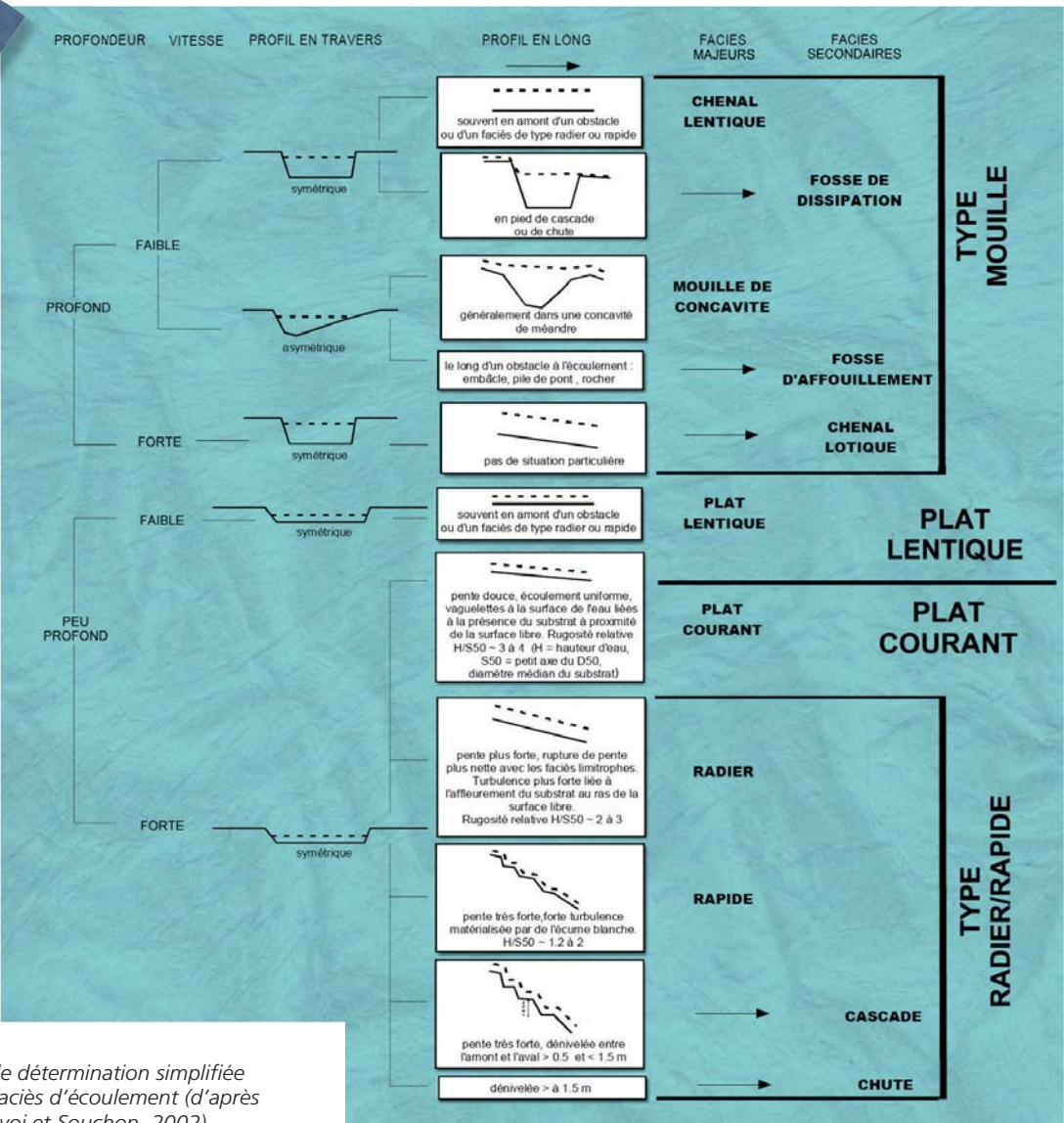
Les critères de deuxième niveau permettant d'affiner le premier découpage sont :

- le profil en travers ;
- le profil en long et les caractéristiques de la surface de l'eau.

Un niveau 3, non inclus dans la clé de détermination, permet de préciser encore la classification ; il s'agit de la granulométrie du substrat.

La clé dichotomique actuellement utilisée (figure ci-dessous) permet d'identifier 11 types de faciès dont 6 majeurs et 5 secondaires. Ces 11 types peuvent éventuellement, en cas de nécessité de simplification, être regroupés en 4 méga-types (à droite sur la figure).

Figure 161



Clé de détermination simplifiée des faciès d'écoulement (d'après Malavoi et Souchon, 2002).

Nous verrons que ces faciès d'écoulement, générés par les processus géodynamiques d'érosion et de transport solide, sont l'un des principaux outils permettant de faire le lien entre le fonctionnement hydromorphologique et le fonctionnement écologique d'un cours d'eau.

Quelques exemples

Figure 162

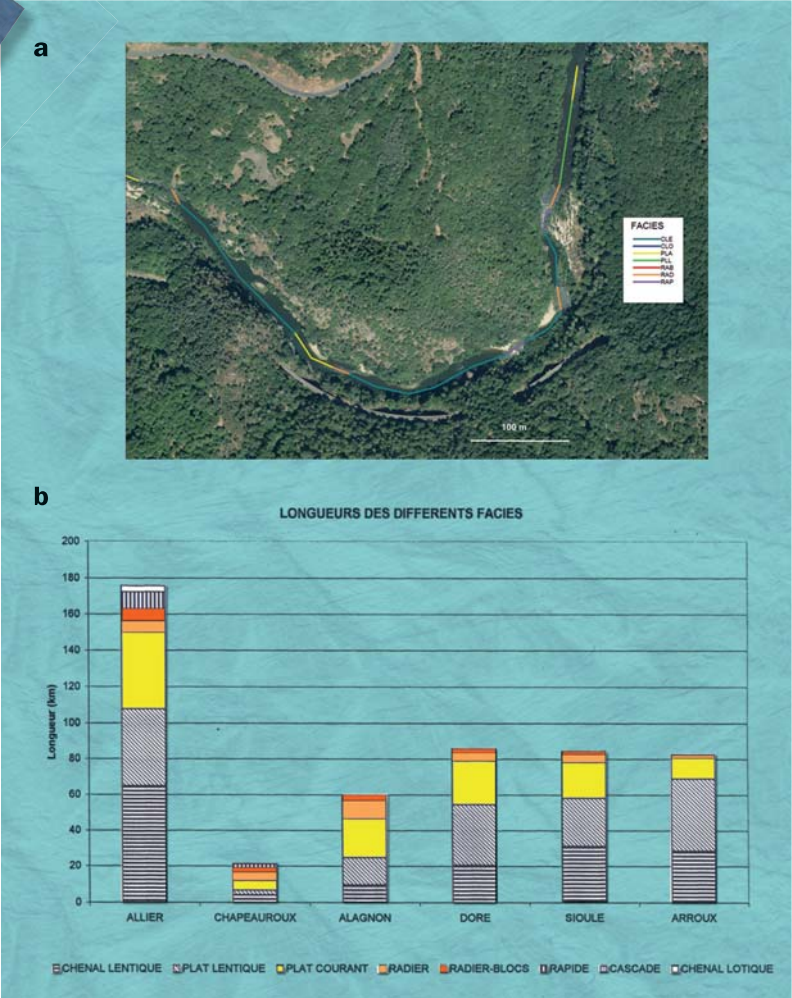


a- b- c- d- e- f- © J.R. Malavoi

Quelques exemples de faciès d'écoulement.

Un exemple d'application de la typologie des faciès et de leur cartographie est présenté sur la figure suivante. L'étude (Malavoi, 1999) avait pour objectif de cartographier les surfaces potentielles de reproduction et de développement du saumon atlantique dans le bassin de l'Allier. Ces surfaces sont directement détectables par le biais des faciès d'écoulement puisque les faciès correspondant à ce type d'habitat (fraie et grossissement des tacons) sont les plats courants et les radiers, particulièrement les radiers à blocs qui ont été distingués.

Figure 163



a- © fond IGN

(a) Cartographie des faciès d'écoulement sur le haut Allier (fond IGN). (b) Synthèse de la cartographie réalisée sur les six cours d'eau « à saumon » du bassin de l'Allier (Malavoi, 1999). En couleur apparaissent les faciès intéressants pour la reproduction et le développement des saumons.

Le tableau suivant présente quelques exemples de longueurs de faciès d'écoulement relatives à la largeur à pleins bords du lit mineur sur la base des données recueillies pour cette étude. Ces mesures ayant été réalisées sur des cours d'eau à forte puissance du bassin de l'Allier, les résultats ne sont pas extrapolables à l'ensemble des types de cours d'eau français mais donnent des ordres de grandeur cohérents. On observe ainsi que les radiers sont d'une longueur de l'ordre de 1 fois la largeur du cours d'eau tandis qu'à l'opposé, les chenaux lenticques et les plats lenticques font généralement 8 à 10 fois la largeur. Notons aussi que seul le Chapeauroux présente des cascades.

Tableau 10

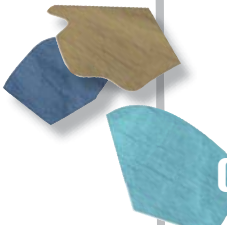
Quelques exemples de longueur de faciès d'écoulement relatives à la largeur du cours d'eau à pleins bords.

	CLE	PLL	PLA	RAD	RAB	RAP	CAS	CLO
ALLIER	8,57 W	6,63	3,12	1,36	1,76	2,46		2,19
ALLAGNON	7,53	5,81	4,80	2,21	3,16	1,57		1,08
ARROUX	11,41	8,40	2,59	0,89	2,04			
CHAPEAUROUX	7,03	6,07	4,96	4,39	5,33	6,45	3,50	
DORE	8,72	9,83	4,61	1,16	2,20	0,54		1,48

Outils d'une étude hydromorphologique

143

- 144 ■ Généralités sur les études hydromorphologiques
- 146 ■ Cartes et plans
- 162 ■ Photographies aériennes
- 167 ■ Données topographiques
- 173 ■ Données hydrologiques
- 175 ■ Autres données utiles
- 177 ■ Mesures de terrain



Généralités sur les études hydromorphologiques

La première question que l'on doit se poser est : quel est l'objectif de l'étude hydromorphologique que l'on souhaite faire réaliser (si l'on est maître d'ouvrage) ou réaliser (si l'on est bureau d'étude) ?

Trois grandes catégories d'études hydromorphologiques (hors compartiment hydrologie) et donc d'objectifs, peuvent être identifiées, pour lesquelles les outils et les niveaux de résolution appropriés pourront être différents :

■ **l'étude globale.** C'est le type d'étude le plus fréquent actuellement, généralement réalisé à l'occasion de SAGE ou Contrat de Rivière. Les objectifs du volet hydromorphologique de ce type d'étude (souvent associé à un volet qualité de l'eau, un volet hydrologie, un volet risque inondation, un volet milieux aquatiques, parfois un volet économique et foncier, un volet paysage, etc.) sont de :

- comprendre le fonctionnement hydromorphologique du cours d'eau à l'échelle d'un bassin hydrographique et de tronçons homogènes,
- identifier les dysfonctionnements hydromorphologiques et leur origine,
- proposer des orientations de gestion visant à les résorber et à préserver les tronçons encore fonctionnels.

Sur les grands cours d'eau, ces études globales peuvent être réalisées par sous-bassin (SAGE Allier aval, SAGE basse vallée de l'Ain, etc.).

NB Même réalisée à l'échelle d'un sous-bassin, une étude hydromorphologique doit recueillir un minimum d'informations à l'échelle du bassin global, particulièrement dans le cas de sous-bassins aval.

■ **l'étude locale.** Il s'agit généralement de répondre à une problématique hydromorphologique spatialement localisée : risque d'érosion d'un puits de captage, risque de contournement d'un pont, risque de déchaussement d'ouvrages, risque de sur-alluvionnement au droit d'une traversée urbaine.

NB Même pour répondre à une question locale, il est indispensable de prendre un peu de recul en analysant *a minima* le fonctionnement hydromorphologique à l'échelle du tronçon concerné, voire de quelques tronçons amont et aval (apports solides, processus d'érosion régressive, etc.).

Comme l'étude globale, l'étude locale doit avoir pour objectifs de :

- comprendre le fonctionnement hydromorphologique du cours d'eau à l'échelle du tronçon homogène dans lequel se situe le problème et *a minima* les tronçons amont et aval,
- identifier les dysfonctionnements hydromorphologiques globaux et locaux éventuellement à la racine du problème motivant l'étude et leur origine (le déchaussement d'un pont peut venir d'une érosion régressive générée par une ancienne extraction située 10 km en aval),
- proposer des solutions techniques visant à résoudre le problème local et des orientations de gestion visant à résorber l'origine plus globale du dysfonctionnement, si elle a été identifiée.

■ **L'étude thématique.** C'est une étude visant généralement un objectif particulier à l'échelle d'un tronçon plus ou moins long : définition d'un espace de mobilité, étude de transport solide, étude préalable à un projet de restauration hydromorphologique...

NB Ce type d'étude thématique ne devrait en théorie être réalisé qu'à la suite ou à l'occasion d'une étude hydromorphologique globale qui aurait identifié la nécessité de cartographier un espace de mobilité ou de mieux analyser le transport solide du cours d'eau, ou de restaurer sa morphologie et ses processus géodynamiques.

La plus grande partie d'une étude hydromorphologique, et en tout cas la partie initiale, se fait au bureau, sur cartes, plans, photos aériennes, etc. Les mesures de terrain, hors visite préalable éventuelle, ne se font généralement que lorsque les éléments globaux du diagnostic sont déjà posés.

Une étude hydromorphologique, c'est comme une visite chez le médecin.

Sur 20 minutes de consultation, le praticien en passe 15 (80 % du temps) à poser son diagnostic et 5 à déterminer les remèdes les plus adaptés.

Le travail et les proportions sont les mêmes pour une étude hydromorphologique. L'essentiel de l'étude consiste à bien poser le diagnostic : quels sont les dysfonctionnements hydromorphologiques (symptômes) et quelles en sont les causes (étiologie). Si cette étape, la plus longue de l'étude, est bien réalisée, les remèdes peuvent être « facilement » identifiés.

Attention, on ne parle ici que des orientations de gestion et d'aménagement. Les avant-projets (de travaux par exemple) sont une étape ultérieure qui peut nécessiter beaucoup de temps (plans détaillés, mesures complémentaires, etc.).

L'objectif de la phase de terrain est alors :

- de vérifier certaines hypothèses (la stabilité en plan du cours d'eau dans ce secteur est probablement due à des protections de berges, il y a probablement une incision généralisée dans ce tronçon car on y a réalisé par le passé de nombreuses extractions en lit mineur, etc.) ;
- de compléter certaines informations nécessaires au diagnostic précis (granulométrie du lit, des bancs alluviaux, stratification des alluvions des berges, levés topographiques, etc.) ;
- de rencontrer des personnes ressources (riverains, pêcheurs, etc.) susceptibles d'aider à la compréhension du fonctionnement du cours d'eau.

Il convient aussi de signaler que **toute étude hydromorphologique doit commencer par la lecture (éventuellement critique) des études qui ont été réalisées précédemment sur le cours d'eau et son bassin** : études hydrologiques, hydrauliques, écologiques, etc.



Cartes et plans

L'analyse des cartes, récentes ou anciennes, répond à plusieurs objectifs :

- prises isolément, elles donnent une image du cours d'eau dans son contexte géographique et historique. C'est l'approche **synchronique** ;
- en comparant des cartes de différentes époques, notamment sous SIG (Système d'Information Géographique), on obtient alors une image **diachronique** qui permet de suivre et (éventuellement) de comprendre l'évolution du cours d'eau au cours du temps.

Cartes actuelles

■ Cartes et scans IGN

Les cartes IGN (au 1 : 25 000^e, 1 : 50 000^e, etc.) sont aujourd'hui disponibles sur support papier, sous forme scannée géoréférencée (Scan25, 100, 1000, etc.) et sous forme vectorisée pour le 1 : 25 000^e (BDtopo).

Basées sur l'interprétation des photographies aériennes, ces cartes étaient jusque dans les années 90 mises à jour environ tous les 15 ans, soit toutes les 3 séries de photographies aériennes.

■ Cadastre actuel

Le cadastre français est un outil cartographique à vocation fiscale qui sert à calculer l'assiette des impôts fonciers. Son intérêt par rapport aux cartes générales est l'échelle, comprise entre 1 : 500 et 1 : 5000. Son inconvénient majeur est que sa fréquence de mise à jour, et donc son intérêt en termes d'analyse des tracés des cours d'eau, est très variable à l'échelle nationale (voir figure 165) mais une harmonisation est en cours.

Chaque commune française est subdivisée en sections, chaque section en planches et sur chaque planche figurent une ou plusieurs unités de propriétés foncières : **les parcelles**.

Le cadastre existe actuellement sous une forme papier, une forme numérisée (raster) et une forme vectorisée, utilisable sous SIG pour réaliser diverses requêtes.

Il est maintenant aussi visualisable sur le Géoportail de l'IGN.

Figure 164



© <http://www.cadastre.gouv.fr/>

Exemple d'une feuille communale vectorisée. Commune d'Ambérieux (01) (source : <http://www.cadastre.gouv.fr/>). Notez le parcellaire très morcelé et souvent perpendiculaire au cours d'eau (en zone agricole, l'accès à l'eau est important).

Figure 165



Extrait Géoportail. © IGN 2010

Visualisation du cadastre et de la BDOrtho sur le Géoportail de l'IGN sur le même secteur. On constate le décalage entre le parcellaire et le tracé actuel de l'Albarine en raison d'une fréquence de mise à jour du cadastre très largement inférieure, ici, à la vitesse de déplacement latéral du cours d'eau.

■ Cartes et scans BRGM

Le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) produit des cartes géologiques de la France à diverses échelles. Elles existent actuellement au format papier, scanné, voire vectorisé.

Ces cartes géologiques permettent de situer le cours d'eau dans son contexte géologique, élément majeur du diagnostic hydromorphologique :

- à l'échelle du bassin, afin de connaître, par exemple, les caractéristiques d'érodabilité et de perméabilité des roches ;
- à l'échelle de la vallée, afin d'identifier notamment les espaces de mobilité potentielle et les « verrous » géomorphologiques (resserremments de la vallée).

La carte au 1 : 50 000^e

C'est actuellement l'échelle la plus précise et la plus utile pour une étude hydromorphologique. La France métropolitaine comprend 1 060 feuilles dont chacune couvre une zone d'environ 30 km sur 20 km. Certaines de ces cartes sont maintenant disponibles sous forme vectorisée (contacter le BRGM), ce qui permet des analyses SIG très poussées.

La carte au 1 : 80 000^e

L'ensemble de la France est disponible à cette échelle (55 feuilles) mais l'utilisation de ces cartes anciennes ne se justifie que dans les cas où la carte au 1 : 50 000^e n'est pas encore réalisée (une trentaine de feuilles ne sont pas encore disponibles).

La carte au 1 : 250 000^e

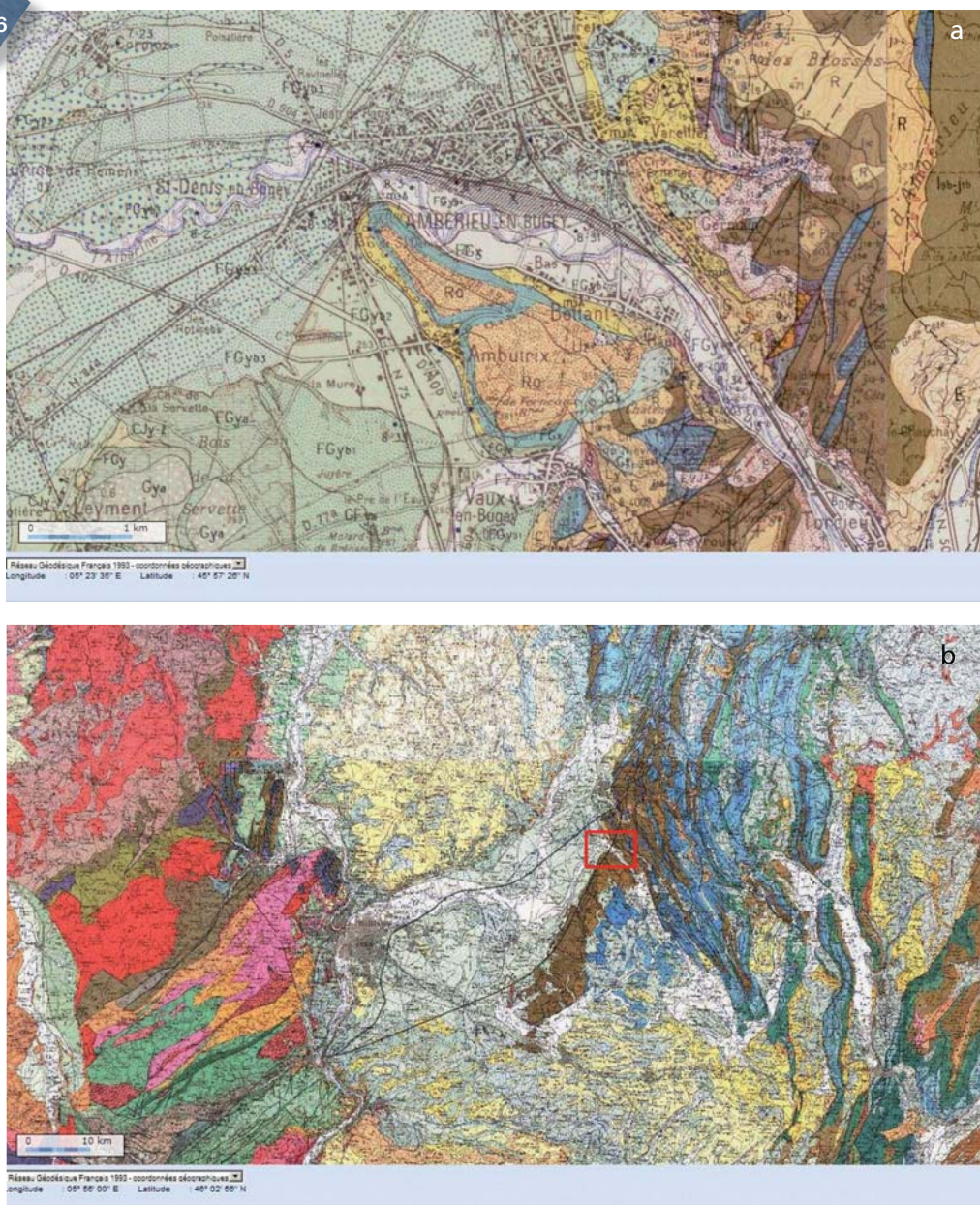
Cette carte permet des analyses à l'échelle régionale de grands bassins hydrographiques. Quinze feuilles sur 44 sont actuellement disponibles.

La carte au 1 : 1 000 000^e

Cette carte présente la géologie de l'ensemble de la France. Elle est utile pour l'analyse sommaire du contexte géologique global d'un grand ou très grand bassin hydrographique (Loire, Rhône, etc.).

L'ensemble de ces cartes est aujourd'hui visualisable sur le Géoportail de l'IGN. L'échelle de la carte géologique est fonction du niveau de zoom (exemples ci-après).

Figure 166



a-b- © BRGM © Géoportail IGN

Deux des trois échelles de cartes géologiques visualisables sur le Géoportail en fonction du niveau de zoom :
 (a) 1 : 50 000^e
 (b) 1 : 250 000^e

On notera aussi l'existence du site InfoTerre™ du BRGM qui permet de visualiser, outre les cartes géologiques, les coupes de terrain de la Banque du Sous-Sol (BSS). Lorsque des coupes existent dans le fond de vallée du cours d'eau, elles peuvent être éventuellement utilisées pour obtenir un premier niveau d'information sur la nature des sédiments du lit majeur... qui deviennent les sédiments des berges lorsque le cours d'eau les traverse. On obtient donc ainsi des éléments sur la nature potentiellement cohésive ou non des berges, qui est l'un des éléments de contrôle majeur des processus géodynamiques.

Figure 167



Exemple de visualisation des points de sondage de la BSS du BRGM et coupe associée au point entouré de rouge. La coupe indique des alluvions sablo-graveleuses non cohésives. (site InfoTerre™, BRGM).

Cartes anciennes disponibles sur toute la France

■ Carte de Cassini

En 1747, Louis XV confie à César Cassini de Thury le levé d'une carte du royaume qui devient ensuite la « Carte générale et particulière de la France », première carte de base réalisée sur l'ensemble de la France. La première feuille (Paris) est publiée en 1756. La Carte de Cassini est à l'échelle du 1/86 400°.

Les **points de repère majeurs** de la carte sont les **clochers** des villages, dont la position est jugée immuable et pouvant servir de référence pendant des siècles. Pour chacune des feuilles, des centaines de ces positions sont déterminées par triangulation et rattachées à la triangulation générale du royaume réalisée en 1744. La carte est achevée en 1815 par le fils de César, Dominique Cassini. Les moulins sont localisés avec une bonne précision (notamment pour des raisons fiscales car les moulins sont soumis à impôts). C'est une information intéressante car elle permet de connaître rapidement l'âge minimal d'un ouvrage et son régime juridique (les moulins présents sur la carte ont généralement des « droits fondés en titre »).

Les cartes de Cassini sont disponibles sous diverses conditions de prix à la cartothèque de l'IGN (service public) sous forme de simples photocopies ou de fichiers scannés. Elles peuvent être assez correctement géoréférencées sous SIG en utilisant pour le recalage le centre des cercles figurant les clochers des églises (cercles surmontés d'une croix). Il suffit alors de déterminer les coordonnées Lambert de ces mêmes cercles à partir du Scan25 : ils sont en théorie au même endroit.

En revanche, la précision du tracé des cours d'eau est très variable selon que l'on est en plaine (assez bonne précision) ou en montagne (faible précision) et selon que le cours d'eau est grand (assez bonne précision) ou petit (< 20 - 30 m, faible précision).

Les cartes de Cassini sont visualisables sur le Géoportail de l'IGN.

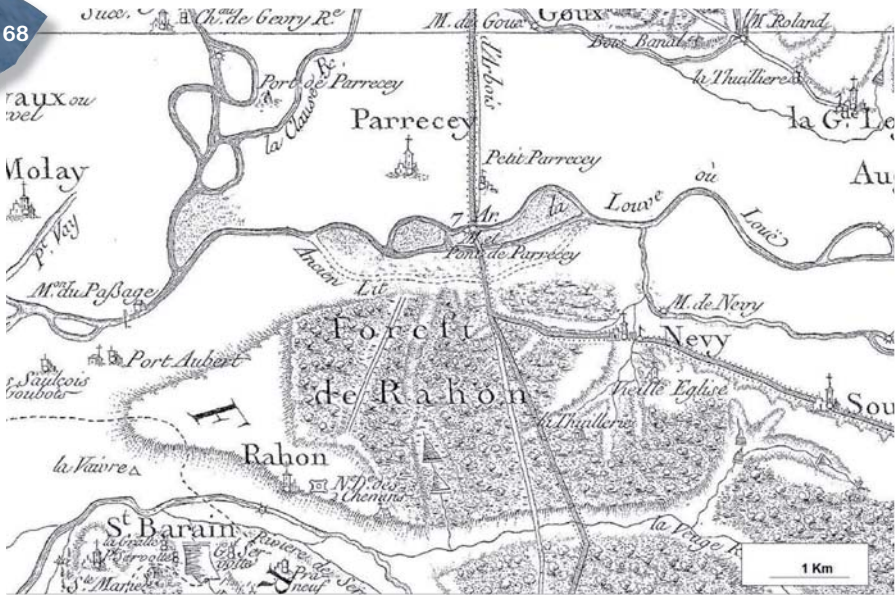
■ Cartes d'Etat-major

La carte d'Etat-Major est une carte générale de la France réalisée au XIX^e siècle. C'est une carte initialement à vocation militaire visant à bien connaître le terrain et particulièrement les routes et les rivières (elle était dénommée initialement « carte du Dépôt de la Guerre », à l'échelle du 1 : 40 000^e). Elle est réalisée sur la base d'un réseau de triangulation densifié. Commencée vers 1820, la première série de la carte est achevée au début des années 1860. A la fin du XIX^e siècle, les minutes sont encore levées au 1 : 40 000^e et les cartes diffusées au 1 : 80 000^e.

Les cartes d'Etat-Major sont disponibles sous diverses conditions de prix à la cartothèque de l'IGN (service public) sous forme de simples photocopies ou de fichiers scannés.

NB On peut demander les minutes au 1 : 40 000^e, plus précises que les cartes finales.

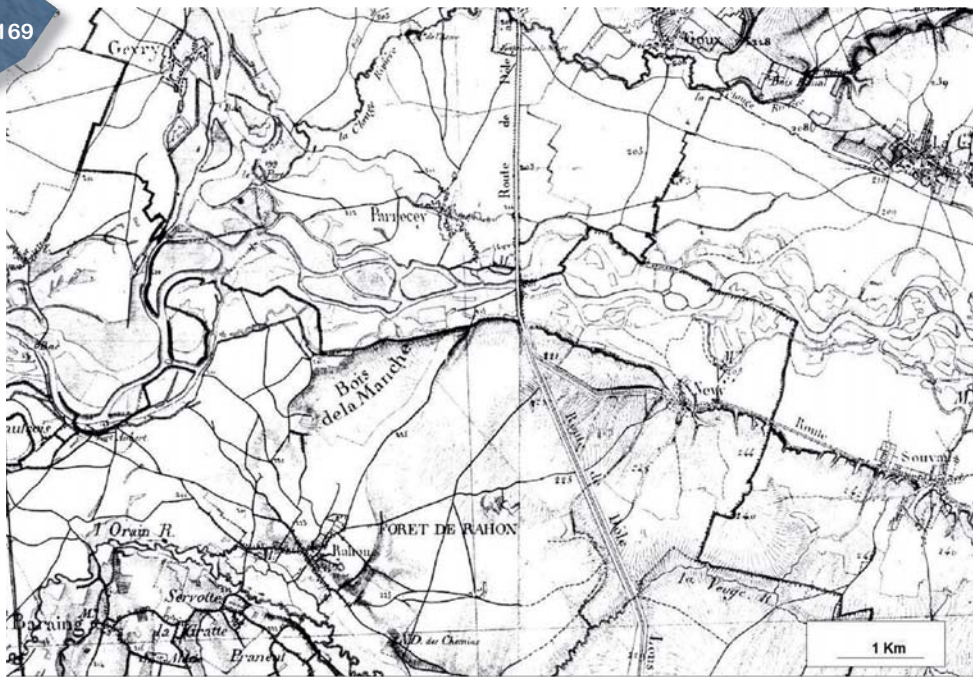
Figure 168



Fond carte de Cassini. © IGN 2010

Extrait de la carte de Cassini (1 : 86 400e) dans la région de Parcey-sur-Loue (39).

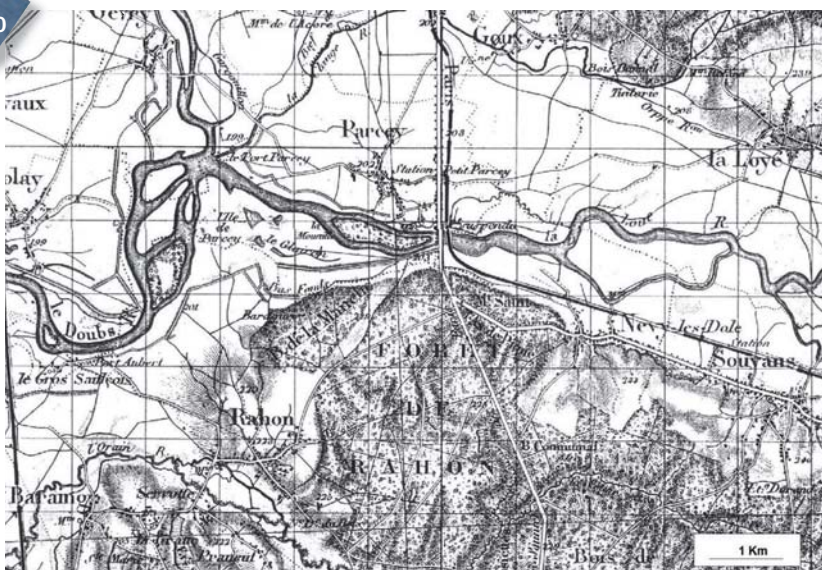
Figure 169



Fond carte d'Etat-Major. © IGN 2010

Extrait de la carte du Dépôt de la Guerre de 1834 (1 : 40 000^e), sur le même secteur.

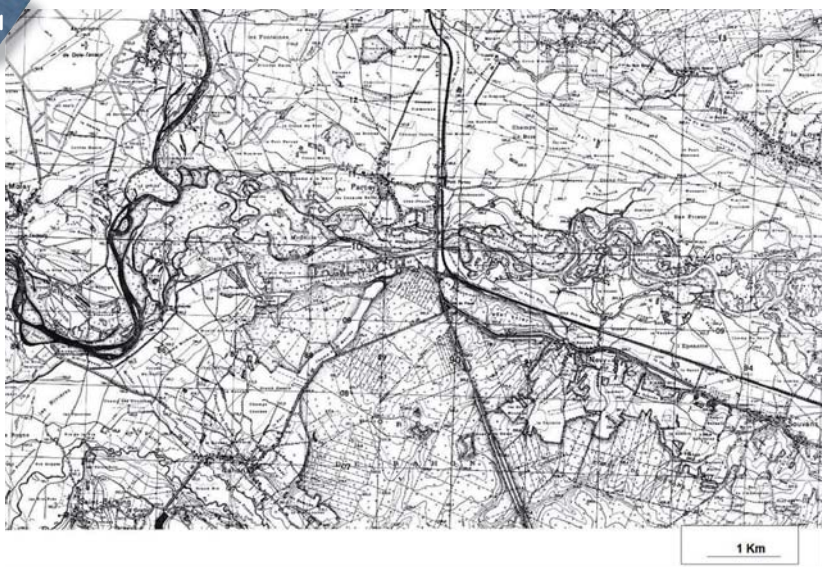
Figure 170



Extrait de la carte d'Etat-Major de 1913 (1 : 40 000^e), sur le même secteur.

Fond carte d'Etat-Major. © IGN 2010

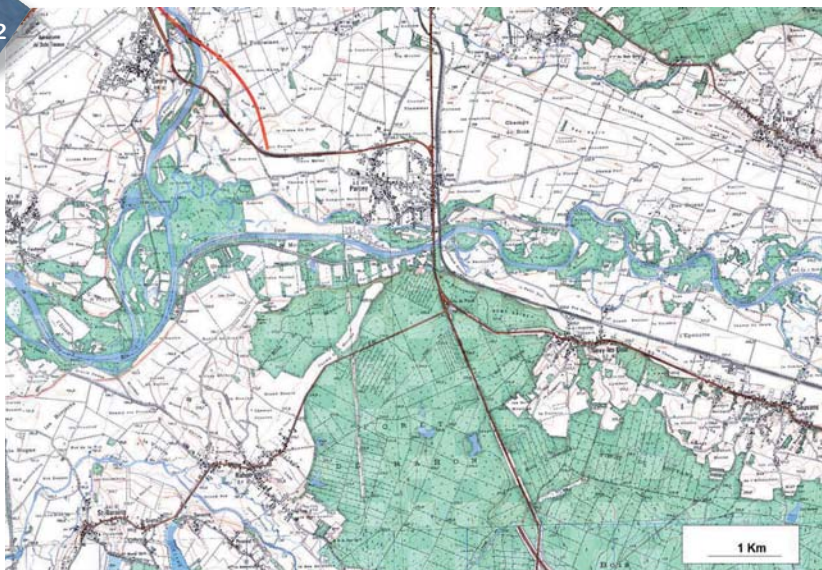
Figure 171



Extrait de la carte de 1948 (1 : 20 000^e), sur le même secteur.

Fond carte d'Etat-Major. © IGN 2010

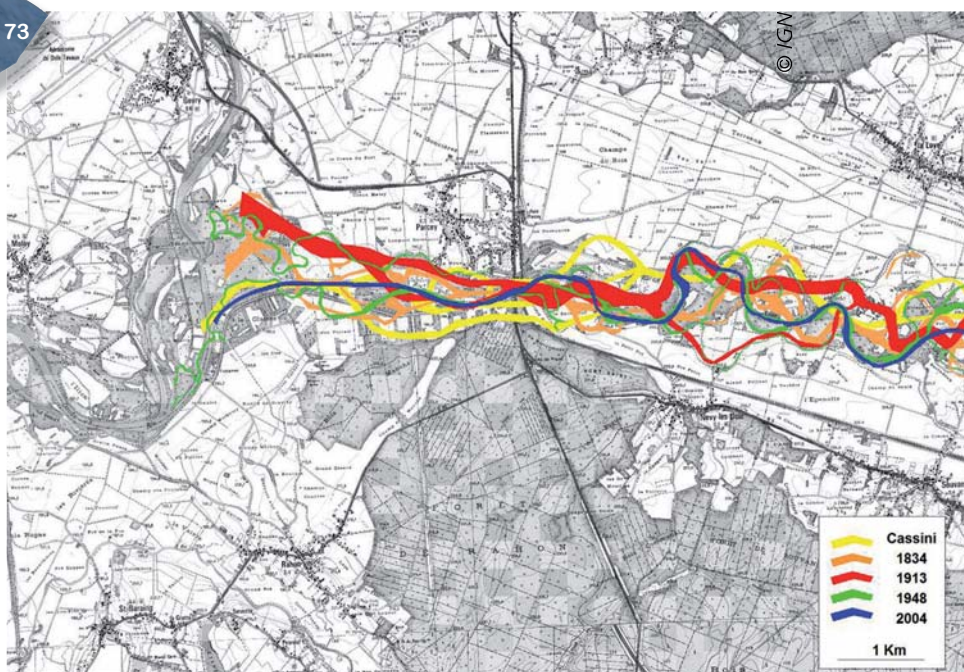
Figure 172



Extrait de la carte IGN de 1985 (1 : 25 000^e) sur le même secteur.

Fond SCAN 25®. © IGN 2010

Figure 173



Fond SCAN 25®. © IGN 2010

Exemple de carte diachronique présentant les divers tracés digitalisés sous SIG (2004 est le tracé correspondant à la BDOrtho) (Malavoi, 2006).

NB Les cartes d'Etat-Major et les autres cartes topographiques anciennes peuvent être géoréférencées de la même façon que les cartes de Cassini (clochers) et/ou en utilisant d'autres points de repère reconnaissables sur le Scan25 (croisements de routes par exemple).

Autres cartes, plans et documents anciens

On peut trouver des cartes et plans anciens dans divers services ou collectivités.

NB Sur les cartes anciennes, le nord est souvent en bas.

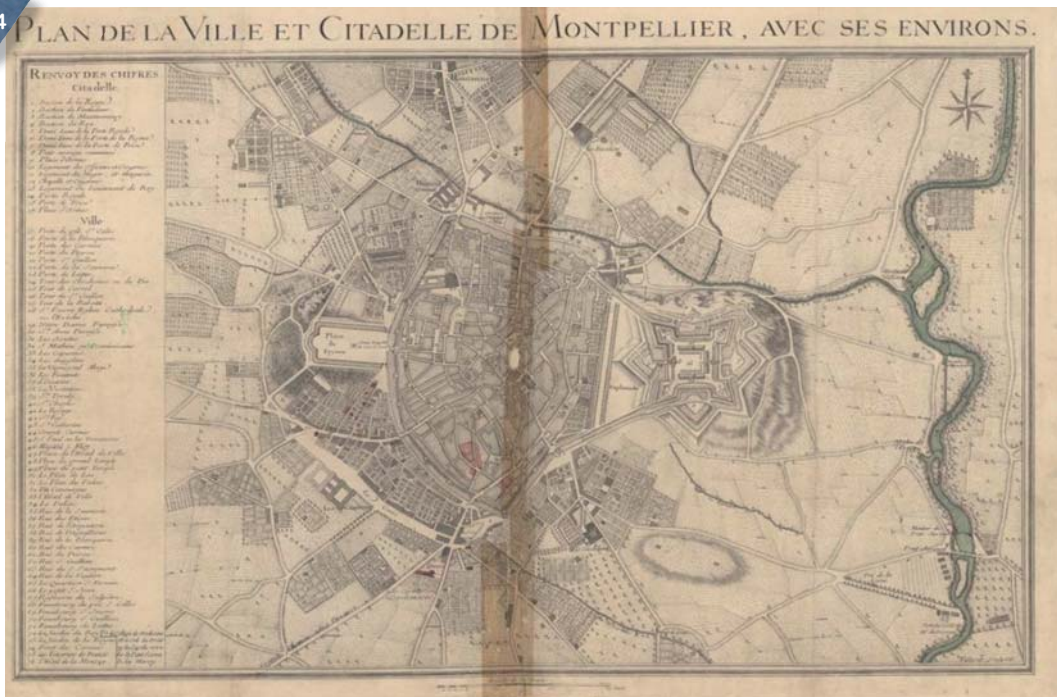
■ Aux archives départementales

Doivent normalement y être versés les documents antérieurs à 1940.

Cartes générales

On trouve de très nombreuses cartes où apparaissent des éléments du réseau hydrographique, même si celui-ci n'est pas directement l'objet de la carte. Certaines peuvent parfois être géoréférencées et servir de support à des analyses diachroniques.

Figure 174



Plan de la ville de Montpellier (archives départementales de l'Hérault, 1750).

Figure 175



Exemple. Projet de chemin (nord en bas). Fin du XVIII^e siècle (AD du Tarn : exposition virtuelle : Cartes et Plans d'Ancien Régime).

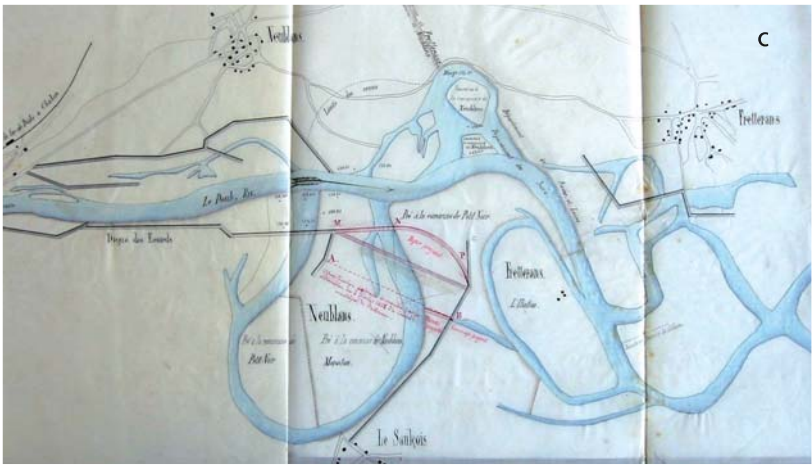
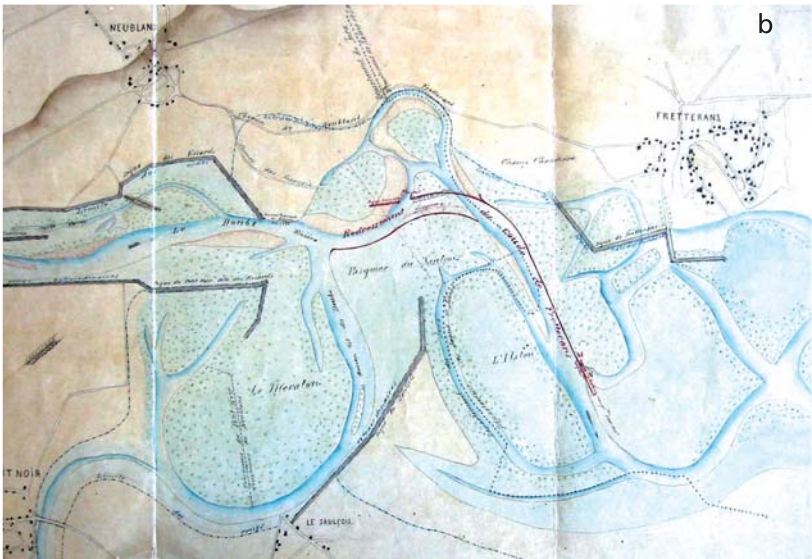
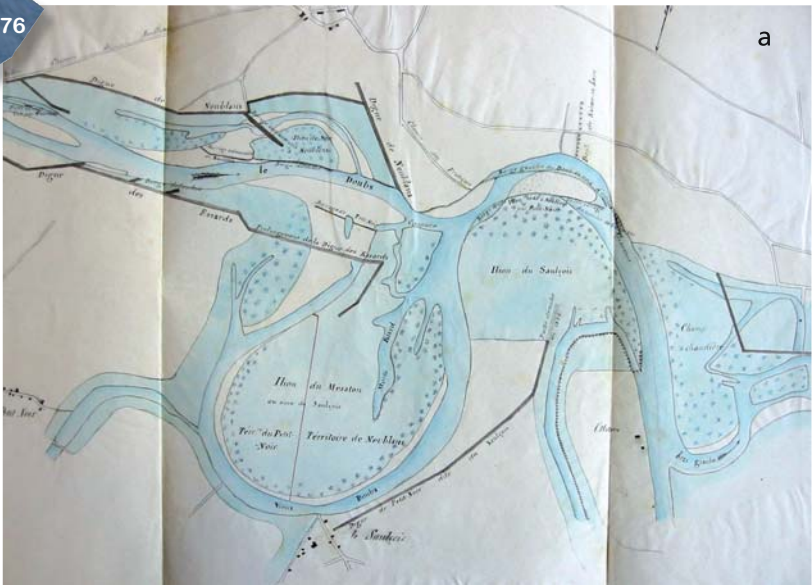
Séries Travaux publics-Mines-Transports-Eaux et Forêts

Les archives regroupées sous ces intitulés proviennent de la Préfecture, de la Direction Départementale des Ponts et Chaussées (DD de l'Équipement aujourd'hui), du bureau de l'ingénieur en chef des mines, des services départementaux des Eaux et Forêts (DD de l'Agriculture et de la Forêt aujourd'hui).

NB Les services départementaux de l'équipement, de l'agriculture et de la forêt sont regroupés en un seul service, la DDT depuis le 1/01/2010.

On y trouve généralement des plans ou des avant-projets de travaux, des plans et coupes d'ouvrages (ponts, digues, etc.) ainsi que, parfois, les documents écrits accompagnant ces plans (notices de travaux).

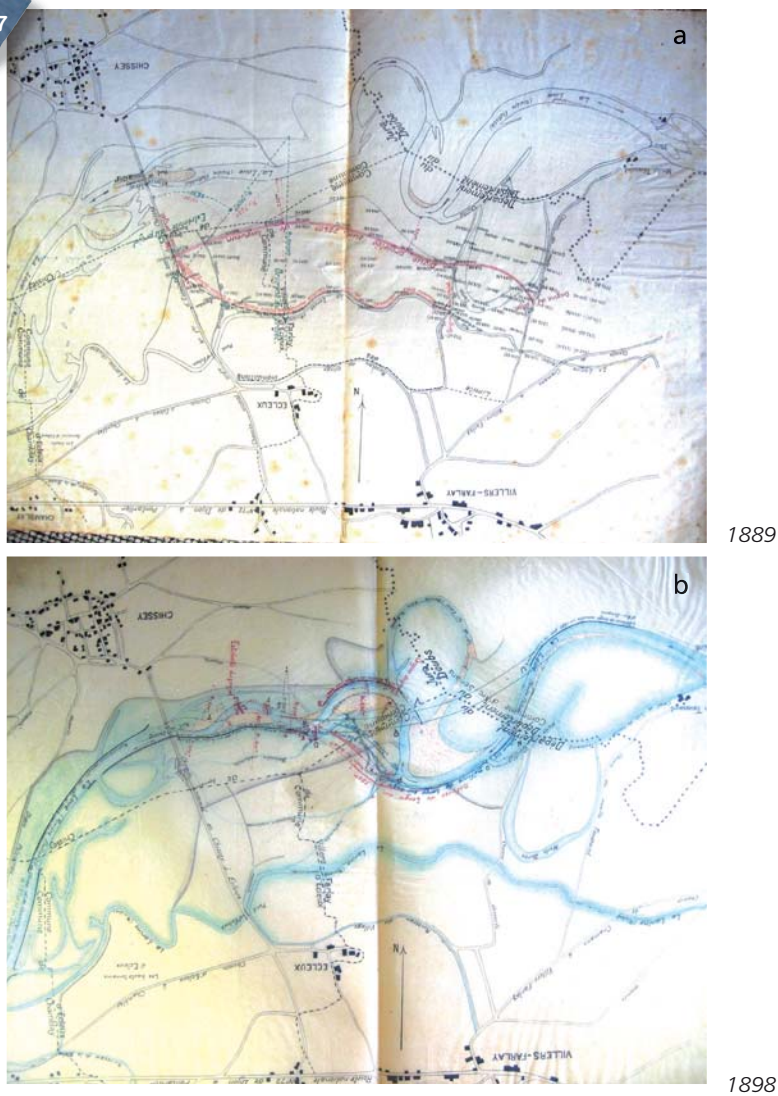
Figure 176



Trois cartes d'avant-projets de travaux qui permettent, notamment, de suivre l'historique d'aménagement (ici la progression de l'endiguement sur le Doubs aval) (AD du Jura). Le nord est en bas.

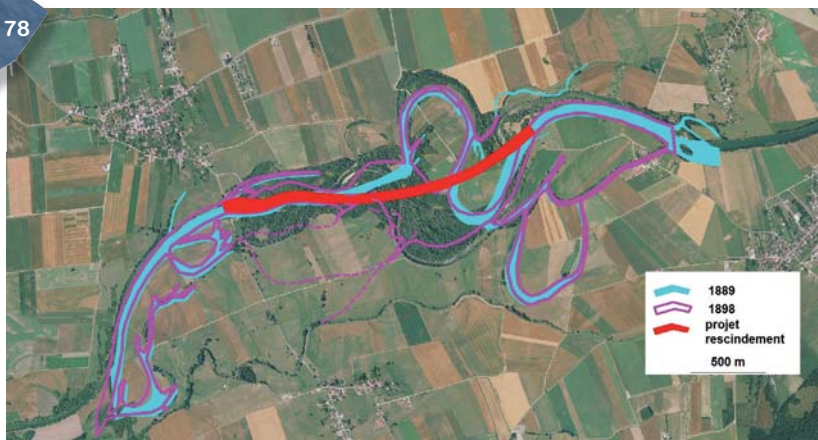
Certains de ces cartes et plans anciens peuvent parfois être géoréférencés, si y sont représentés suffisamment de repères encore visibles aujourd'hui (croisement de routes, de chemins).

Figure 177



Deux cartes de la Loue avec avant-projets de travaux (digues et rescindements de méandres). Elles ont pu être géoréférencées sur la base des croisements de routes (AD du Jura). (Le nord est en bas sur le document original, nous l'avons remis dans le sens du système cartographique Lambert, d'où des textes « à l'envers ».) On observe qu'il y a eu un recoupement naturel du méandre par déversement puis un déplacement latéral très rapide du nouveau tracé.

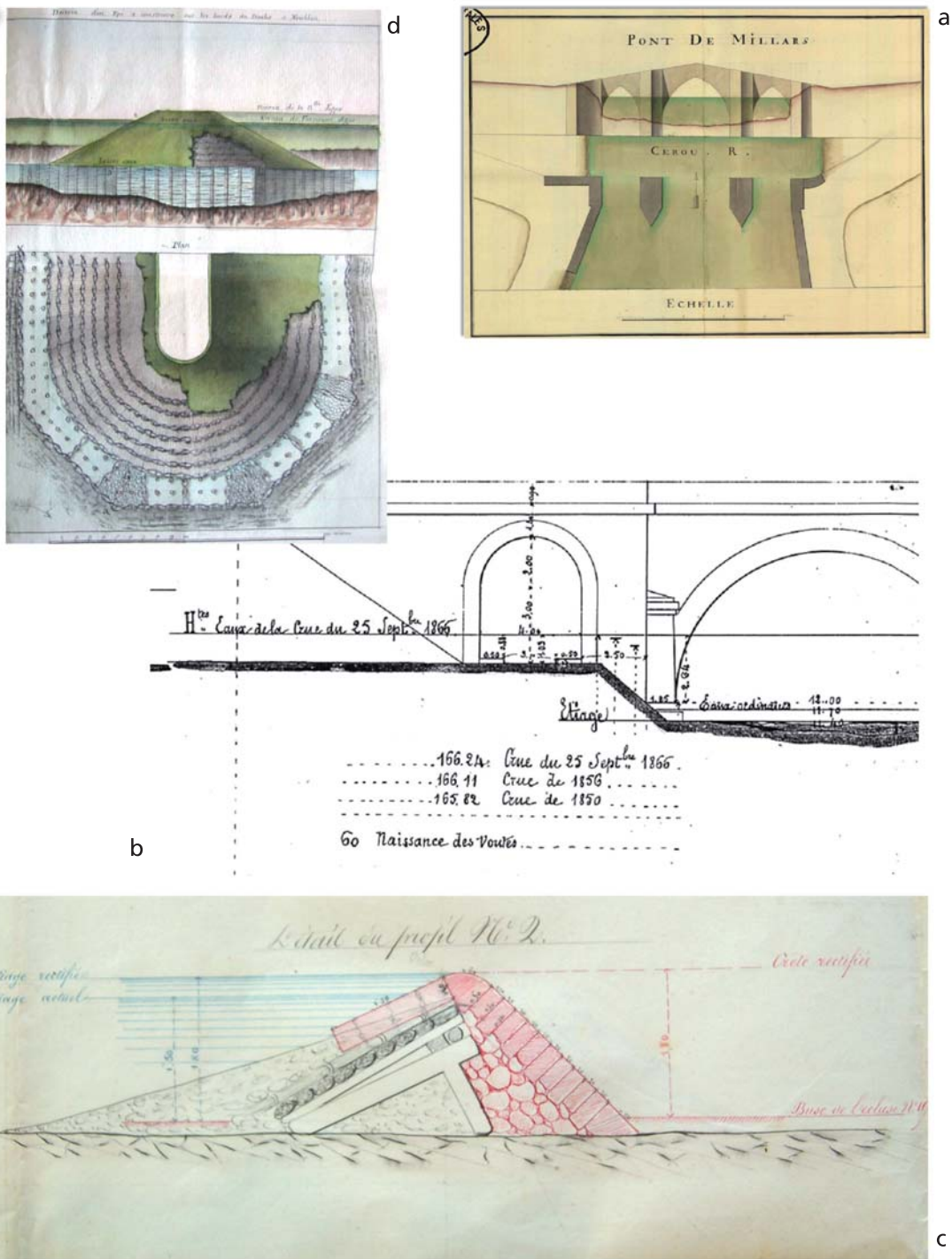
Figure 178



Les tracés de la Loue de 1889 et 1898 (y compris l'avant-projet de rescindement).

Exemples de plans et coupes d'ouvrage

Figure 179



a) Pont de Millars (plan de 17???) (AD du Tarn), b) pont de Tonnerre (1866), c) avant-projet d'épi sur le Doubs (1844) (AD du Jura), d) coupe d'un seuil sur le Doubs (AD du Doubs).

Les plans et coupes d'ouvrage sont très utiles pour diagnostiquer certains dysfonctionnements, comme l'incision du lit mineur, voire quantifier leur ampleur. On y trouve souvent aussi des indications sur les hauteurs de crues anciennes (cf. ci-dessus).

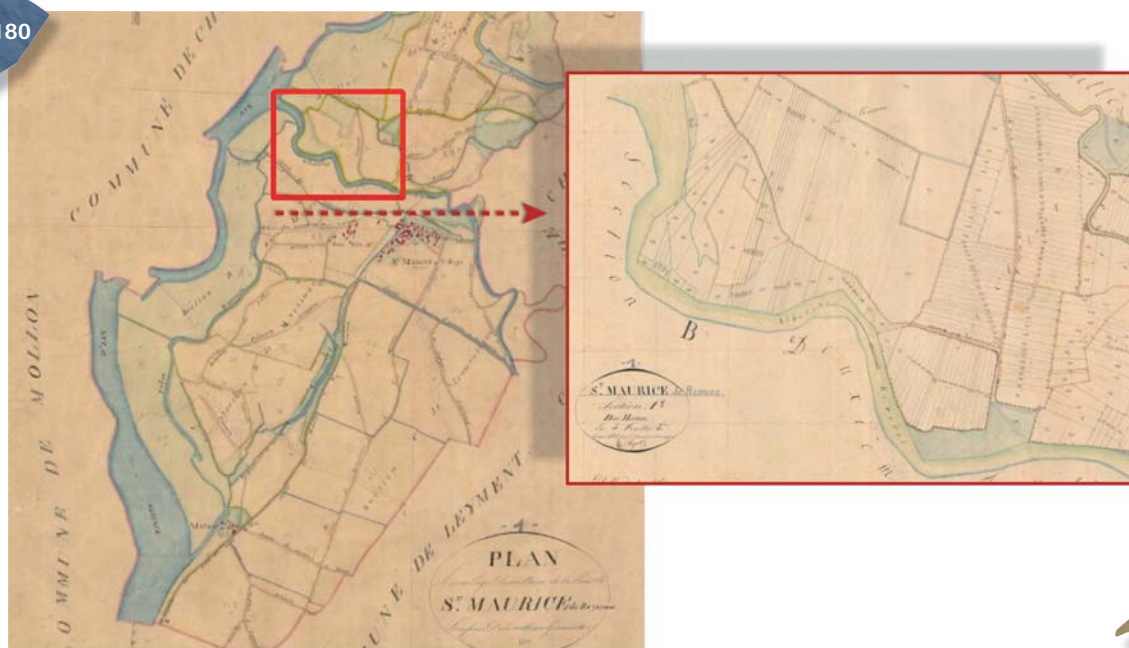
Cadastre napoléonien

En 1807, Napoléon 1^{er} demande à son ministre du Trésor, N.F. Mollien, de créer un cadastre couvrant toutes les communes de l'Empire, avec arpentage et cartographie de chaque parcelle de propriété. L'objectif était la connaissance précise des propriétés foncières en vue d'une meilleure répartition de l'impôt. Ce travail connu sous le nom de « cadastre napoléonien » s'est achevé en 1847.

Pour chaque commune, il existe un tableau d'assemblage à l'échelle du 1 : 10 000^e au 1 : 20 000^e, représentant la totalité du territoire communal et des plans de section à l'échelle du 1 : 1 000^e au 1 : 2500^e.

Les nombreux points de repère disponibles sur ces plans (sauf en pleine campagne, au milieu des champs), croisements de routes notamment, permettent souvent de géoréférencer correctement ce cadastre et de l'utiliser comme outil précis de cartographie diachronique.

Figure 180



Extraits du cadastre Napoléonien (a) tableau d'assemblage (b) zoom sur la zone A5 (commune de St Maurice de Remens, 01).

A noter que le cadastre napoléonien avait été précédé, toujours sous l'Empire, par les Plans par masses de culture ; ils représentent les limites des parcelles lorsque l'on change de grande catégorie d'affectation du sol : terres labourées, prairies, bois...

Mappes sardes

Le cadastre sarde, appelé aussi « mappe » sarde, concerne les départements actuels de Savoie et Haute-Savoie. Réalisé entre 1728 et 1738 par l'administration du royaume de Piémont-Sardaigne, c'est le plus ancien cadastre européen cartographié. L'échelle est d'environ 1 : 2400^e.

NB On trouve aussi aux archives départementales les contentieux ayant trait aux cours d'eau, ce qui est très intéressant du point de vue de la connaissance du contexte sociologique et historique d'un cours d'eau et de son territoire.

■ Dans les archives des services de l'Etat

On trouve dans les archives des divers services de l'Etat, et particulièrement des Directions Départementales de l'Équipement et de l'Agriculture (aujourd'hui DDT), les documents postérieurs à 1940 qui n'ont pas encore été versés aux archives départementales. Il est toujours extrêmement intéressant d'y programmer une visite assez longue. La difficulté majeure vient du fait que les méthodes d'archivage sont très variables d'un service et d'un département à l'autre.

Notices, plans et coupes d'avant-projets de travaux

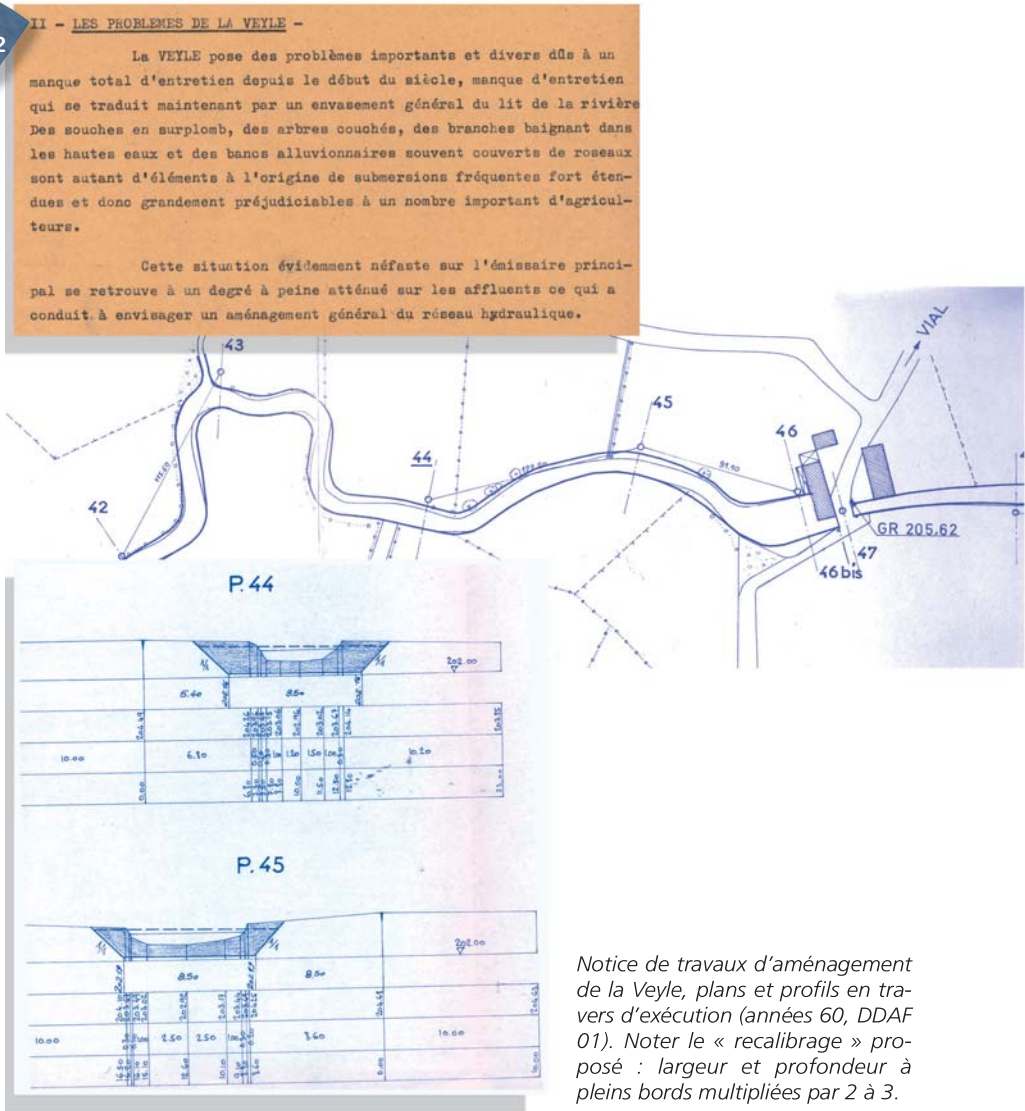
Les notices de travaux, plans d'avant-projets, coupes, etc., permettent de connaître assez précisément l'histoire récente de l'aménagement d'un cours d'eau. La précision des plans permet souvent une bonne localisation des profils en travers qui peuvent alors être utilisés comme référence pour de nouveaux levés.

Figure 181



Plan d'avant-projet de travaux de rescindement de méandres sur la Loue (1958).

Figure 182



Notice de travaux d'aménagement de la Veyle, plans et profils en travers d'exécution (années 60, DDAF 01). Noter le « recalibrage » proposé : largeur et profondeur à pleins bords multipliées par 2 à 3.

Hand-drawn technical drawing of a dam cross-section, labeled "COUPE AA" and "COUPE BB". The drawing shows two cross-sections of a dam structure with various dimensions and annotations. The top section is labeled "COUPE AA" and the bottom section is labeled "COUPE BB". The drawing includes dimensions for height, width, and slope, as well as annotations for materials and construction details. The scale is indicated as "E.CHELLE 1/50".

© DDE 71

Photographies

On trouve parfois des photographies terrestres ou aériennes, notamment avant, pendant ou après les chantiers de travaux.

84

CONFLUENT

a

RUE DE LA VILLE

RUE DE LA VILLE

AVANCEMENT DES TRAVAUX 2-10-1963



© DDE 39

159

Exemples de photographies aériennes obliques de chantiers en cours sur le Doubs aval (années 60, DDE 39).

85

a

Barrage of Omdurman

The Green Island

The Green Island

1941-42

D4

D3

D2



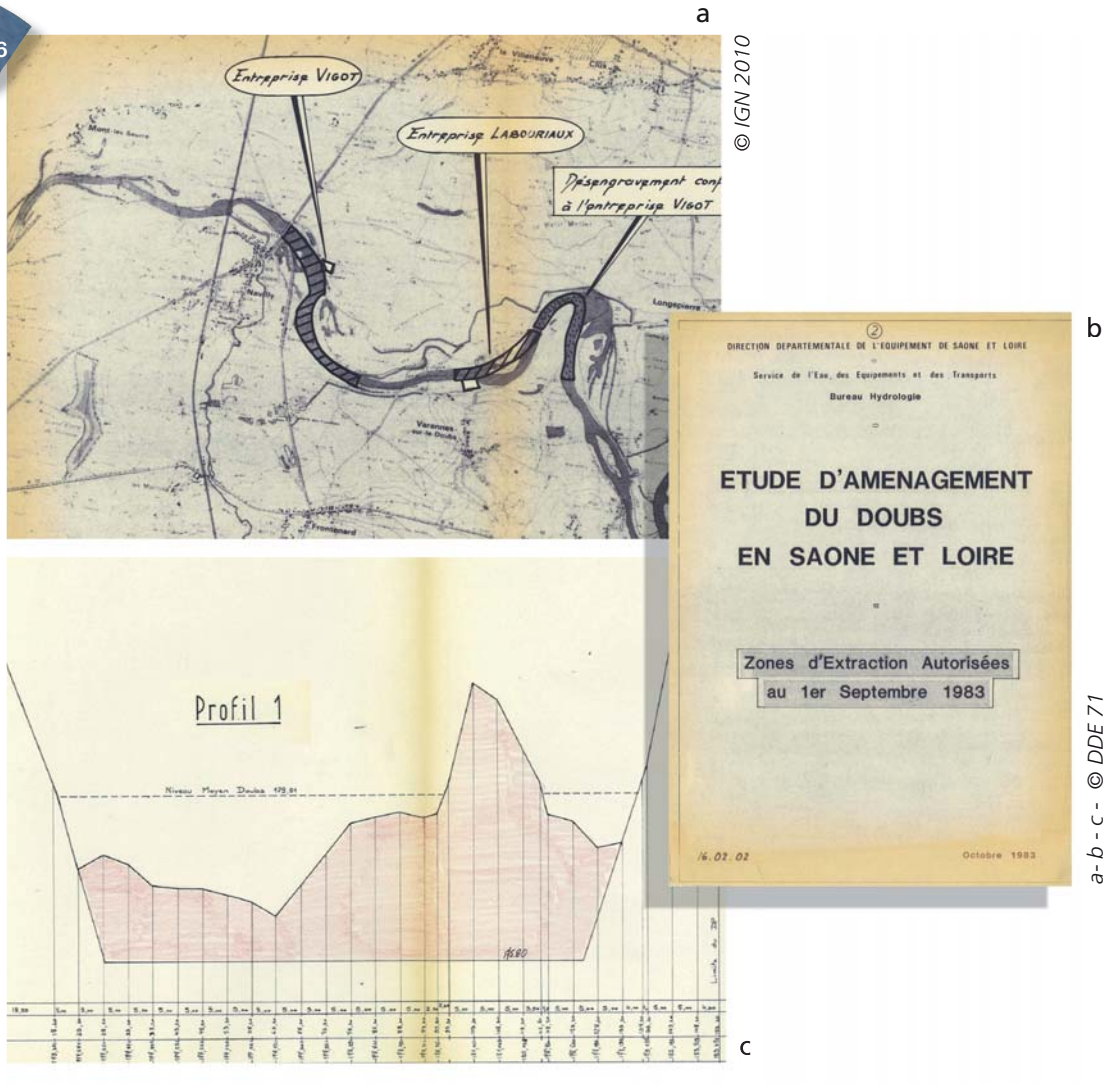
a-b-c-d- © DDE 39

(a) Plans (site D4), (b) photos aériennes et (c, d) terrestres des travaux de rescindement de la Loue en amont du pont d'Ounans (années 60).

Données concernant les extractions

On trouve assez facilement, sur les cours d'eau domaniaux, des données concernant les extractions, notamment l'emplacement des concessions d'exploitation et parfois les profils autorisés. Elles sont très utiles pour établir le diagnostic de fonctionnement hydromorphologique sous l'angle du transport solide.

Figure 186



Exemples d'informations concernant les anciennes extractions en lit mineur sur le Doubs aval (DDE 71), notamment un profil d'exploitation autorisée. Notez le « désengrèvement » confié à certaines entreprises d'extraction au titre de l'entretien du DPF (qui n'est pas soumis aux mêmes règles que les extractions).

On découvre parfois des informations plus frustes mais néanmoins intéressantes, comme les **carnets d'extraction** conservés dans les services.

Figure 187

DATE DE AUTORISATION	DESIGNATION	NOM ET ADRESSE DU PÉTITIONNAIRE	LIEU D'EXTRACTION	QUANTITES	DATES	
					DEMANDE d'avis	RETENUE d'avis
3 mai 1976	- d°	M. OUTREY VIGNOli Montbauray	la source : Montbauray "5 sous"	5 m ³		gratuit
1 mai 1976	- d°	M. COUA Pascal Santans	la source : Montbauray "des 5 sous"	5 m ³		gratuit
1 mai 1976	- d°	EB VALCESCHINI - Andelot en Jura	la source : Champdenais aval du pont	200 m ³	3 juin	12 juil
4 mai 1976	- d°	EB PEDUZZI - 88120 VAGNEY	la source : Mussy des Jûs R6 graine bois	7500 m ³	3 juin	gratuit
4 mai 1976	- d°	M. CLAIR ROTTE - Champdenais	le Doubs : Champdenais "10m du bois"	5 m ³		gratuit
5 mai 1976	- d°	M. DULEY Jacques - Montbauray	la source : Montbauray "des 5 sous"	5 m ³		gratuit
6 mai 1976	- d°	Em. ROUX P.F. Fichereaux	le Doubs : Longuey / Doubs au pont	1500 m ³	3 juin	12 juil
1 juin 1976	- d°	M. GUYON Gilbert 39. Polay	le Doubs : Polay (graine au pont)	5 m ³		gratuit
1 juin 1976	- d°	M. CHAVAL Henri - Colombier 39600 St-Jean	le Doubs : Colombier pont SNCF R6	5 m ³		gratuit
8 juin 1976	- d°	M. CHAILLE J. - Mussy 39120	le Doubs : Champdenais aval pont R6	5 m ³		gratuit
8 juin 1976	- d°	CHEVIGNY André - Mussy 39120	le Doubs : Champdenais aval pont R6	5 m ³		gratuit
1 juin 1976	- d°	PAGEZ Marcel - Villeneuve d'Amont	la source : Villeneuve d'Amont "la graine"	15 m ³	1 juillet	23 juil
1 juillet 1976	- d°	BADIN Henri - 18200 de Paris Dole	le Doubs : Amont Pont SNCF	5 m ³		gratuit
1 juillet 1976	- d°	CLAIR Daniel - Champdenais	le Doubs : Amont Pont SNCF	5 m ³		gratuit
1 juillet 1976	- d°	MOINE Gilles - Villeneuve d'Amont	la source : Villeneuve d'Amont "R6"	5 m ³		gratuit
1 juillet 1976	- d°	M. LENOIR - Les Essarts 39120	le Doubs : Longuey - Ile aval du pont	5 m ³		gratuit
1 juillet 1976	- d°	M. GUERARD Georges 39120	le Doubs : Champdenais R6. Aval du pont	5 m ³		gratuit
5 juillet 1976	- d°	EB ROUX Fichereaux - source S. la source : Saucourt - Amont du Pont	5000 m ³	20 juillet	25 juil	gratuit
1 juillet 1976	- d°	TERRET Jean - Rue Morin - Tarn-et-Ar. 82	le Doubs : Amont Pont SNCF	5 m ³		gratuit
1 juillet 1976	- d°	M. FUSILLER Jean 39. Santans	la source : Montbauray "5 sous" R6	5 m ³		gratuit

Exemple de carnet d'extraction tenu par la DDE du Jura. On y repère aussi bien l'enlèvement de tombereaux de graviers (par unité de 5 m³) que des extractions plus intensives.

■ Dans les archives communales

Cartes de toutes natures et à toutes les échelles, théoriquement postérieures à 1940 car les autres devraient avoir été versées aux Archives départementales.

■ Dans d'autres archives

Les archives de la SNCF possèdent des documents concernant les cours d'eau pour toutes les lignes longeant des rivières ou tout ouvrage de franchissement. On y trouve des plans, des profils en travers, des coupes d'ouvrage, etc. (centre d'archives historiques de la SNCF, Le Mans).

Photographies aériennes

Par rapport aux cartes, les photographies aériennes apportent deux avantages majeurs :

- leur mise à jour est beaucoup plus fréquente ;
- leur possibilité d'analyse est bien supérieure : on distingue le type d'occupation des sols, les bancs alluviaux, la nature de la végétation (avec un peu d'expérience...), etc.

Photographies aériennes actuelles

■ La BD ORTHO® de l'IGN

La BD ORTHO® de l'IGN est une base de données de photographies aériennes numériques géoréférencées. Elle est disponible sur l'ensemble du territoire national et mise à jour tous les cinq ans (prochainement tous les trois ans). Elle est réalisée à une résolution de 0,5 m, 1 m, 2,5 m et 5 m (les deux dernières, beaucoup moins chères que les deux autres, sont peu utilisables pour une approche hydromorphologique). **Le coût moyen au km² pour la résolution 0,5m est de 1 euro** (variable fonction de la superficie commandée, cf. site de l'IGN).

NB La BD ORTHO agglo® est diffusée sur les grandes agglomérations avec une résolution de 0,2 à 0,3 m.

Figure 188



Un extrait de la BD ORTHO® à la résolution de 0,5 m. Le zoom permet de distinguer la microtopographie des bancs et des masses alluviales en mouvement, les hauteurs d'eau relatives, le type de végétation, on distingue même les berges d'érosion.

a- b- Fond BD ORTHO® 2006. © IGN 2010

■ Les photographies « satellitales »

Les photographies prises depuis des satellites peuvent compléter, voire remplacer les photographies aériennes. Elles offrent l'avantage d'être moins chères et d'un pas de renouvellement beaucoup plus important que les photographies de la BD ORTHO® (quelques jours). Elles offrent en outre des possibilités d'analyses spectrales qui permettent un traitement plus complexe de l'information (humidité des sols, état de la végétation, etc.).

Quelques exemples de sociétés privées fournissant des images satellitales sont donnés ci-dessous :

- Spot Image. Plusieurs satellites SPOT fournissent actuellement des images jusqu'à une résolution au sol de 2,5 m et devraient à terme fournir une résolution de 0,5 m ;
- Digital Globe. Cette société fournit des images d'une résolution de 0,5 m (images panchromatiques satellite Worldview1) ou de 2,5 m (images multispectrales Quickbird) ;
- Geo Eye. Cette société peut fournir des images d'une résolution de 0,4 m.

■ Les photographies aériennes à haute résolution

Il est possible aujourd'hui de réaliser des photographies aériennes à très haute résolution (pixel de quelques cm) grâce au développement des appareils numériques, de plus en plus légers et de plus en plus performants.

Ces photographies peuvent être réalisées depuis des aéronefs pouvant voler à faible vitesse (ULM, hélicoptères, drones). Elles peuvent être réalisées, selon les objectifs de l'étude, en prises de vue verticales (orthorectifiables et géoréférençables sous certaines conditions) ou obliques. La miniaturisation des GPS embarqués permet de positionner précisément chaque prise de vue.

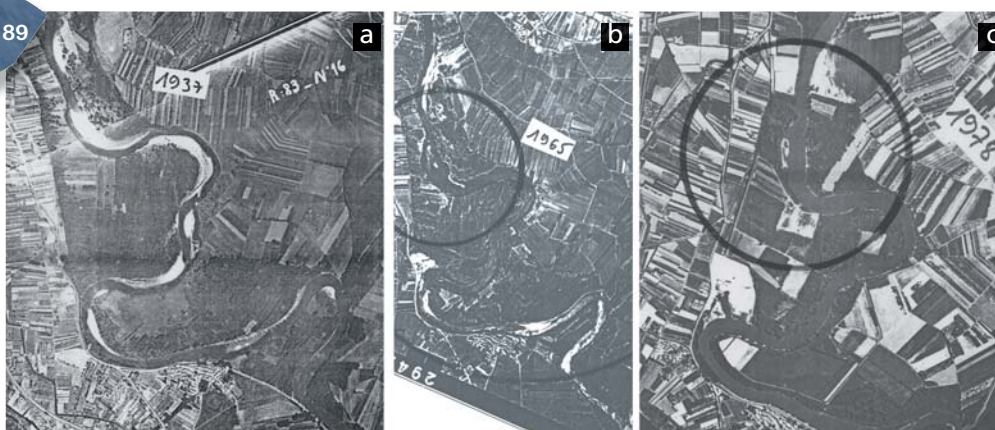
Photographies aériennes anciennes

Les plus anciennes photographies aériennes **verticales** disponibles auprès de la photothèque de l'IGN datent des années 20 ; elles étaient initialement réalisées par le service cartographique des Armées. C'est après la seconde guerre mondiale que les relevés photographiques aériens, qui deviennent la donnée de base des nouvelles cartes au 1 : 20 000^e puis 1 : 25 000^e, sont intensifiés avec un pas de temps quinquennal.

Attention. Les photographies aériennes (sauf BD ORTHO[®]) ne sont pas orthorectifiées ni redressées et seul le tiers central de la photo n'est pas déformé par la focale de prise de vue. Il existe des logiciels qui permettent de le faire ou des sociétés spécialisées. On peut aussi acheter toutes les photographies qui généralement se recouvrent (pour l'analyse photogrammétrique), n'en garder que le tiers central et les assembler.

On peut enfin accepter une certaine erreur liée à cette déformation de l'image (erreur très variable selon le relief), notamment dans le cadre d'études diachroniques de tracés de cours d'eau ne requérant pas une grande précision.

Figure 189



Exemple de séries de photographies aériennes utilisables dans le cadre d'une étude diachronique. Il s'agit ici d'étudier l'évolution du Gardon au droit d'un futur ouvrage de franchissement TGV (cercle noir). Noter le pincement progressif du méandre sud, en amont du village de Comps.

Fond photographie aérienne
a- 1937, b- 1965, c- 1978 © IGN 2010

Survol à basse altitude

Les prises de vues obliques, réalisées à l'occasion de survols aériens à basse altitude, sont très informatives car elles donnent une échelle d'analyse intermédiaire entre le terrain, « au ras de l'eau », et la photographie aérienne verticale.

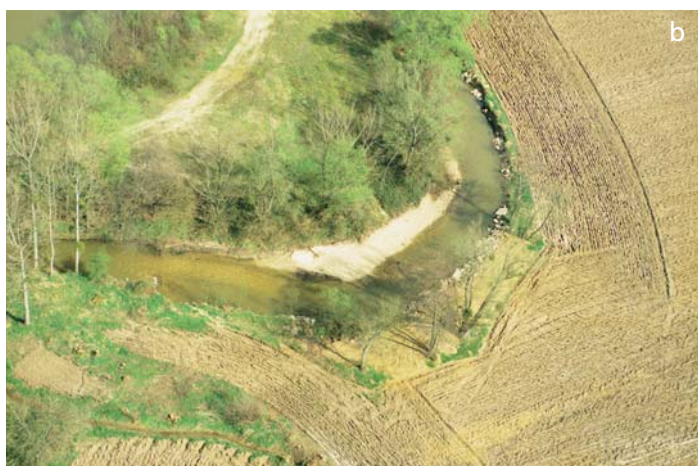
Sur les grands cours d'eau ou ceux ne présentant pas une ripisylve trop fournie, ce type de survol permet souvent de localiser précisément les protections de berges, d'évaluer l'état des ouvrages de type seuil, etc. L'un des avantages majeurs de cette approche est de permettre de réaliser une investigation rapide et exhaustive de la totalité d'un cours d'eau en quelques heures.

L'idéal est de voler à environ **100 - 200 m du sol**. L'aéronef le plus pratique est l'hélicoptère (environ 300 à 400 euros/h pour un 2 places, le double pour un 4 - 5 places), mais l'ULM est très bien aussi et beaucoup moins cher (100 à 150 euros/h). L'avion (prendre un appareil avec ailes hautes) vole un peu trop vite mais peut être utilisé faute de mieux. Il est souvent intéressant de réaliser aussi des prises de vue vidéo.

Figure 190



a- b - © C. Thévenet



c- d- © J.R. Malavoi



Exemples de prises de vue à basse altitude (100 à 200 m du sol). On peut observer de nombreux détails comme les érosions et les protections de berges, l'état (approximatif) des ponts ou des seuils, les faciès d'écoulement, etc.

Géoportail de l'IGN et Google Earth

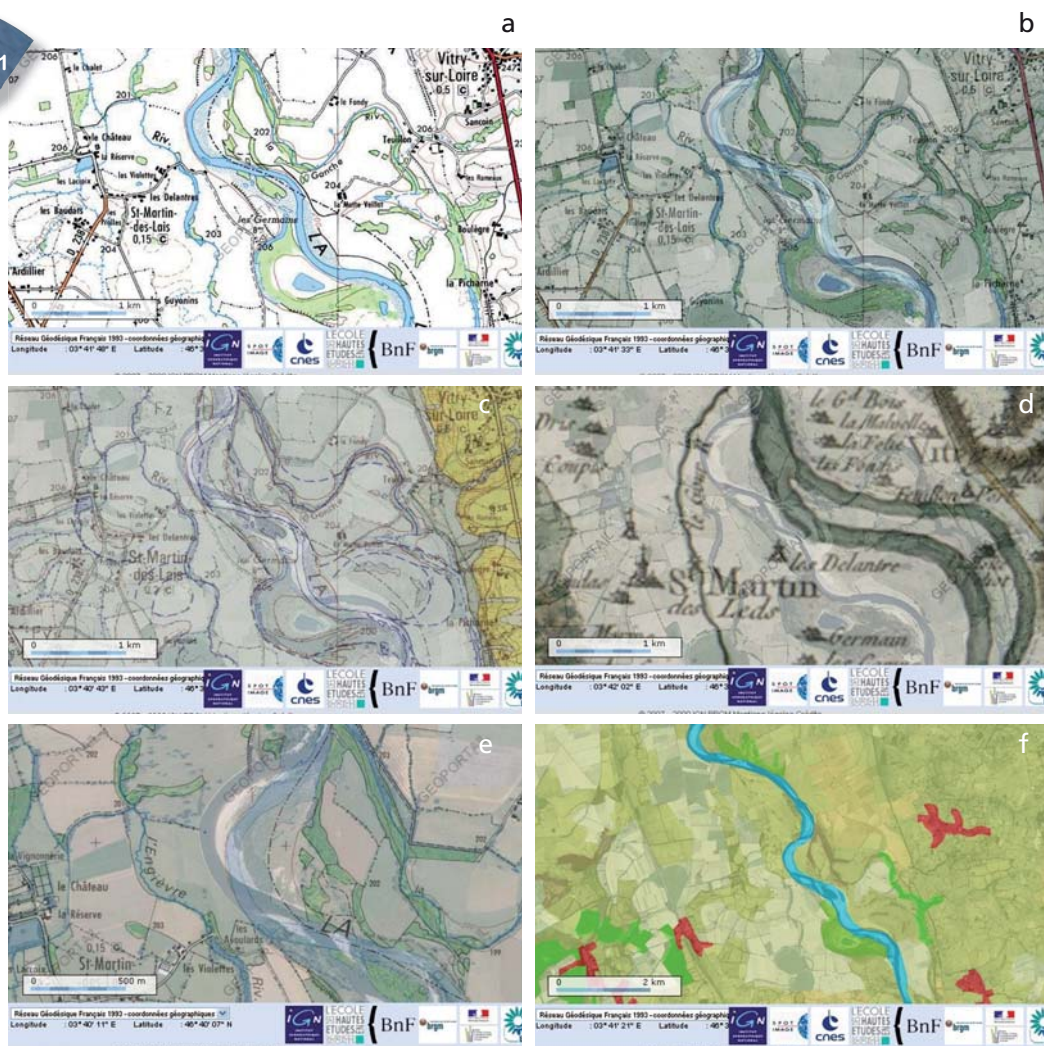
Ces deux outils permettent d'obtenir très rapidement sur Internet des photographies aériennes récentes (avion ou satellite).

Google Earth offre des images du monde entier avec une résolution variable selon les endroits du globe, mais parfois égale (voire supérieure) à 0,5 m.

Le Géoportail de l'IGN permet de visualiser la France (et les DOM-TOM) avec une résolution théorique de 0,5 m (BD ORTHO®) mais qui est souvent moins bonne car l'outil zoom y est (actuellement) limité.

L'avantage principal du Géoportail est qu'il permet d'afficher outre les dernières photographies aériennes (Spot ou BD ORTHO® selon le niveau de zoom), de nombreuses autres informations telles que les cartes IGN (à toutes les échelles, fonction du niveau de zoom), les cartes géologiques (id.), le réseau hydrographique numérisé, les limites administratives, le relief, le cadastre numérisé, l'occupation des sols Corine Land Cover, etc. La version 3D permet de visualiser le relief en trois dimensions et offre aussi des outils de mesure de longueur et de surface.

Figure 191



Exemples de couches disponibles sur le Géoportail : (a) Scan25 (ancien); (b) scan25 + Spotimage en jouant sur l'opacité des couches, ce qui permet parfois de mesurer des érosions actives, comme c'est le cas ici (à un niveau de zoom plus fin c'est la BD ORTHO® qui s'affiche (voir (e))); (c) carte géologique au 1 : 50000e + Spotimage; (d) Cassini + Spotimage; (e) BD ORTHO® + Scan25, on distingue bien l'érosion active du méandre; (f) à un niveau de zoom inférieur occupation des sols Corine Land Cover + Spotimage.

Figure 192



a- b- Fond Géoportail. © IGN 2010

Exemples d'utilisation de la version 3D du Géoportail. Mesures de longueurs et de surfaces.

NB Ces informations sont susceptibles de changer rapidement car le Géoportail est en constante évolution.

Données topographiques

Les données topographiques sont un élément essentiel du diagnostic hydromorphologique, notamment pour identifier, voire quantifier les processus d'incision ou d'exhaussement. Malheureusement, les données topographiques anciennes sont moins fréquentes, moins homogènes à l'échelle nationale et moins facilement disponibles que celles concernant le tracé en plan. Si l'on en trouve (profils en long, en travers, semis de points), il peut être alors extrêmement intéressant d'en faire réaliser de nouvelles afin de qualifier et quantifier une éventuelle évolution topographique du cours d'eau, tant à l'échelle globale que locale.

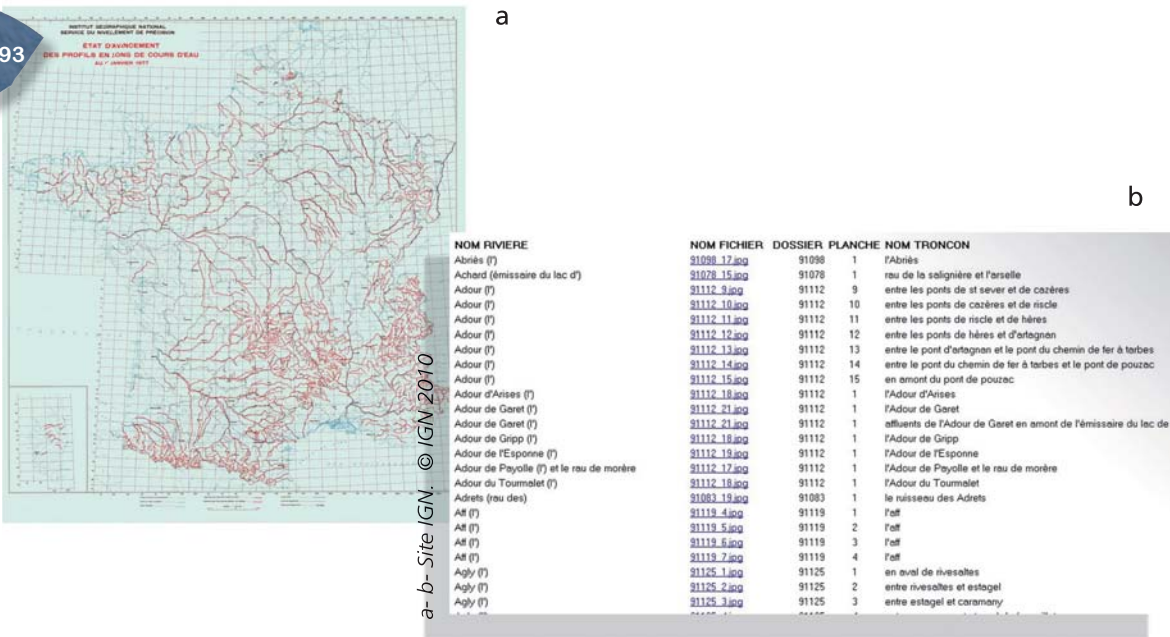
NB D'un point de vue pratique, notamment pour le maître d'ouvrage, il est important de toujours prévoir un budget topographique assez important. L'idéal, qui est rarement atteint, notamment pour des raisons de procédure de marchés publics, est que la topographie soit découplée de l'étude hydromorphologique et que les besoins en topographie ne soient déterminés que lorsque l'étude est déjà assez avancée. Un marché adapté aux besoins est alors passé avec un prestataire géomètre.

Les profils en long

■ Les profils des grandes forces hydrauliques

Un levé du profil en long d'un certain nombre de cours d'eau a été réalisé initialement par le service du Nivellement Général de la France (futur IGN) pour le Service des Grandes Forces Hydrauliques. Les rivières étudiées sont en effet principalement celles qui pouvaient présenter un intérêt en termes de développement de l'hydroélectricité. On trouve la carte de France des cours d'eau levés et l'accès aux profils en long sur le site de l'IGN (http://geodesie.ign.fr/fiches/index.php?module=e&action=e_profils).

Figure 193



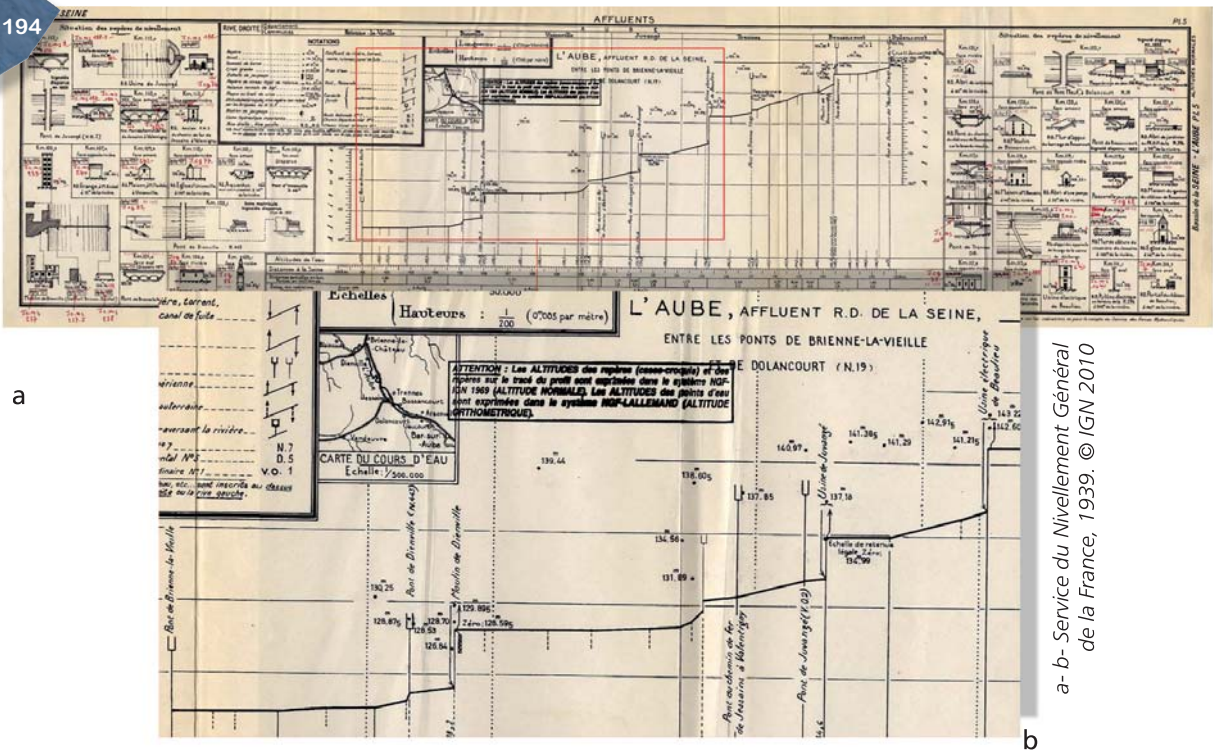
(a) Carte des cours d'eau levés au 1/01/1977 et (b) site d'accès aux fichiers de profils (profils au format jpg).

Les premiers profils datent sensiblement d'immédiatement avant la première guerre mondiale et les derniers de la fin des années 70.

L'inconvénient principal de ces profils est qu'il s'agit de **levés de la ligne d'eau** et non du fond. D'autre part, pour les profils les plus anciens, il est très difficile de connaître le débit d'observation. La date des relevés (3^e ligne en partant du bas) peut permettre de savoir si l'on est plutôt en étiage ou en eaux moyennes.

L'un des intérêts majeurs de ces documents est qu'ils permettent de connaître l'emplacement des seuils, leur cote de retenue et donc leur hauteur de chute, la longueur des remous liquides et l'usage de ces seuils (moulins, forges, papeterie, etc.).

Figure 194



Exemple de profil en long. Vue générale et zoom (attention cotes orthométriques).

Attention. Les cotes données sur ces profils sont généralement des cotes **NGF Lallemant Orthométriques** et non NGF IGN69 Normales. La correction des cotes orthométriques en cotes NGF69 se fait par **addition d'une valeur** de l'ordre de quelques cm (par exemple en région Aquitaine) à plusieurs dizaines de cm (Nord, plus de 60 cm).

$$Z_{\text{NGF69}} = Z_{\text{Ortho}} + \Delta Z$$

L'IGN fournit les valeurs correctives sur son site Internet, par carte au 1 : 50 000^e (figure 195). Sur l'exemple ci-dessus il faut ainsi ajouter 0,34 m (carte n°2917, figure 195) aux cotes fournies sur le profil. La crête du seuil est donc à 128,54 NGF69 et non 128,2.

a- b- Service du Nivellement Général de la France, 1939. © IGN 2010

Figure 195

© IGN 2010

Malgré les imperfections de ces profils (uniquement les lignes d'eau et mauvaise connaissance du débit d'observation), il peut être intéressant de les utiliser comme références et de lever à nouveau un profil complet ou partiel du cours d'eau. Toutefois, les incertitudes sur les débits lors des levés initiaux se traduisent par une difficulté importante pour déterminer et surtout quantifier d'éventuelles incisions ou exhaussements, sauf lorsque les différences sont très fortes (plusieurs mètres).

169

Figure 196

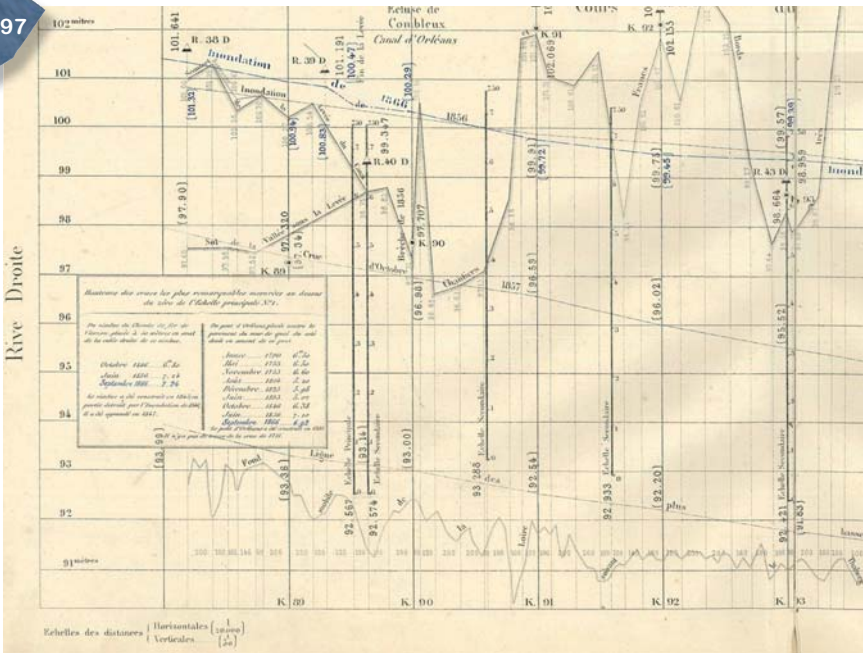


b

Exemple de comparaison du profil de la ligne d'eau de la Loue levé en 1948 pour les Grandes Forces Hydrauliques et le profil levé en 2005, à l'étiage (Malavoie et Adam, 2006). Les pointillés indiquent qu'il y a eu des modifications du tracé en plan qui ne permettent pas de reprendre strictement l'abscisse en long du profil de 1948. Il faut trouver un point de repère qui n'a pas bougé et décaler l'abscisse. La figure de droite donne une interprétation synthétique de la comparaison des deux profils.

Il arrive parfois que l'on trouve sur les cours d'eau domaniaux navigables, outre les lignes d'eau d'étiage, les cotes du fond du talweg et les lignes d'eau de certaines crues historiques (figure ci-dessous).

Figure 197



© DIREN

Exemple de profil en long de la Loire rive droite avec report des digues, du fond du talweg et des lignes d'eau des crues de 1856 et 1866. On observe ici près de 7 m d'écart entre la cote d'étiage et la cote de la crue de 1866.

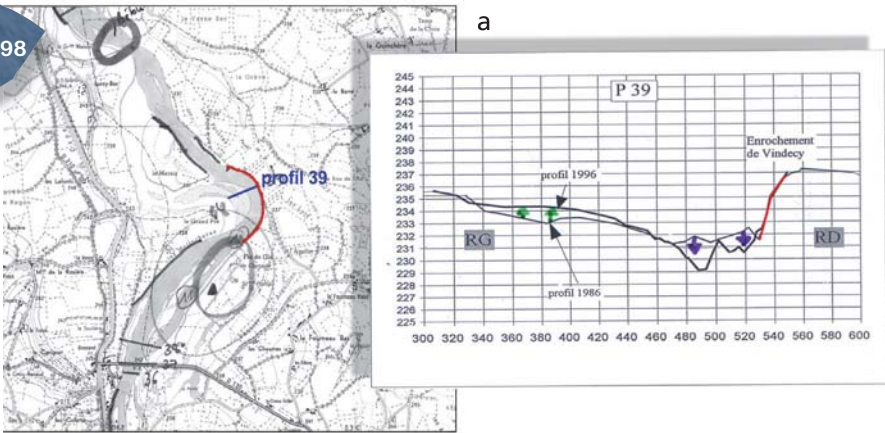
Profils en travers

Contrairement aux autres documents tels que cartes et profils en long, il n'existe pas de levés de profils en travers à l'échelle nationale. On en trouve cependant sur la plupart des cours d'eau navigables, dont le lit (et son entretien) appartiennent à l'Etat (Domaine Public Fluvial ou DPF) jusqu'au niveau du « plein bord » (*plenissimum flumen*). On les trouve dans les archives des services de l'Etat ou aux Archives départementales s'ils sont antérieurs à 1940. La DIREN Centre fournit un accès à différents profils en long et en travers numérisés sur son site Internet.

On peut aussi trouver des profils anciens de travaux ou d'avant-projets de travaux (figure 182) ainsi qu'au droit d'extractions en lit mineur (figure 186).

S'ils sont bien repérés sur carte, ces profils peuvent être levés à nouveau et permettre une interprétation précise de l'évolution verticale d'une portion de cours d'eau.

Figure 198

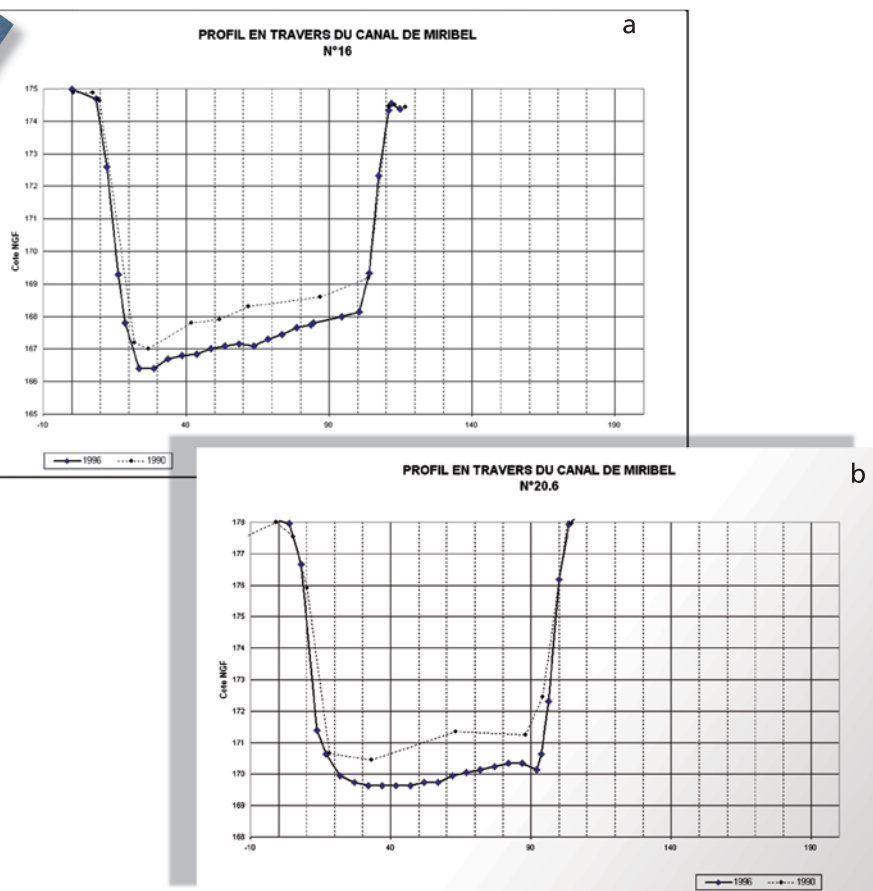


b

a- Fond SCAN 25© © IGN 2010

Exemple de comparaison de profils en travers sur la Loire à 10 ans d'intervalle (Malavoi, 1996).

Figure 199



Exemple de comparaison de profils en travers sur le canal de Miribel (Malavoi, AREA 2000). On observe une incision d'1 m en 6 ans.

Modèles Numériques de Terrain

Les Modèles Numériques de Terrain sont des représentations virtuelles, issues de calculs numériques, de la topographie d'une zone terrestre ou sub-aquatique (on parle alors de MNT bathymétrique).

Un MNT permet de créer une image de synthèse du terrain en trois dimensions, de calculer des surfaces et des volumes, de tracer des profils topographiques, de simuler des écoulements, etc. Pour utiliser un MNT, généralement constitué d'un fichier informatique à trois colonnes (une pour les x, une pour les y, une pour les z (altitude)), il faut une application informatique de type SIG par exemple, ou un logiciel de topographie.

La **qualité d'un MNT** (c'est-à-dire sa fidélité à la réalité du terrain) est fonction du mode d'obtention des données (dérivation de courbes de niveau, photogrammétrie (quelques dizaines de cm), levés terrestres au GPS différentiel (quelques cm), etc.), de la densité du quadrillage (un point de mesure x,y,z tous les mètres est meilleur qu'un point de mesure tous les 50 m), des méthodes d'interpolation si interpolation il y a.

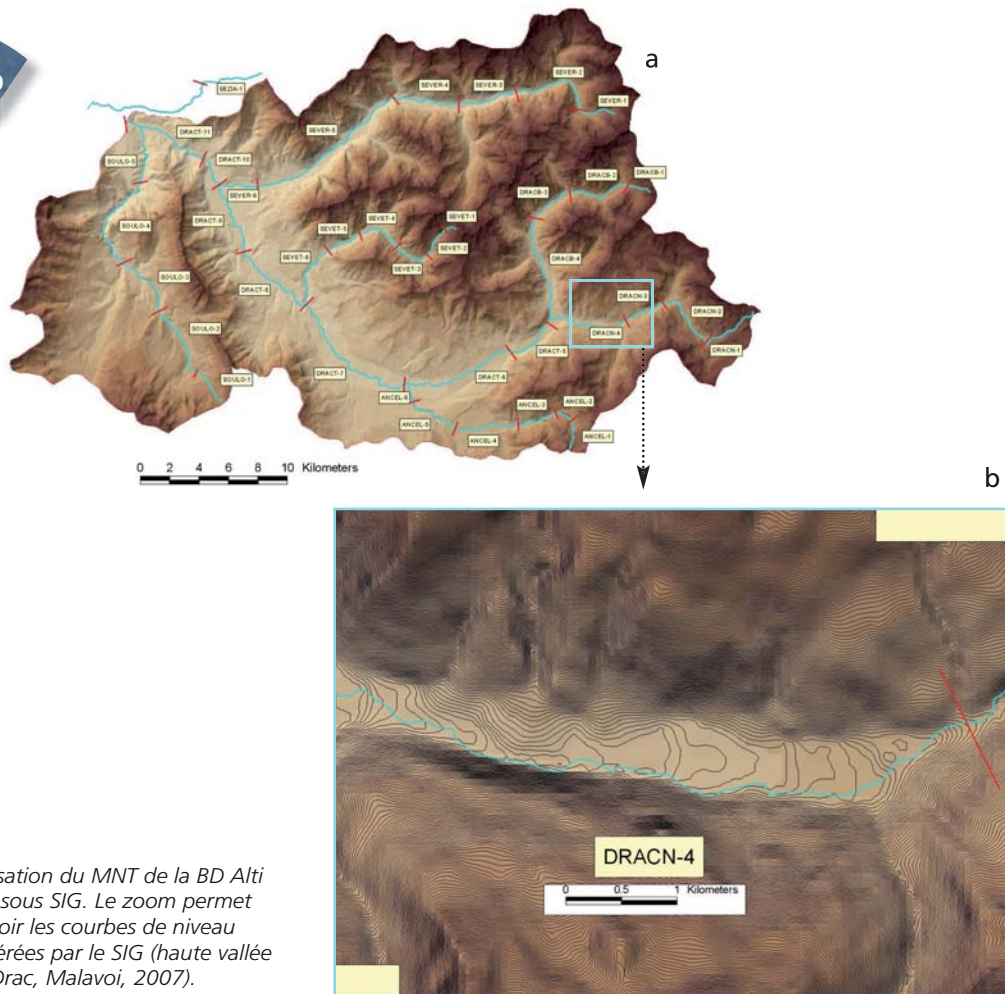
La **précision du MNT** est fonction de ce que le fournisseur met à disposition. Ainsi la BD Alti de l'IGN est fournie avec une précision métrique (l'altitude z est donnée en mètres sans chiffre après la virgule). La qualité de la donnée altimétrique est plutôt de quelques mètres.

Le terme MNE ou Modèle Numérique d'Élévation est utilisé pour matérialiser par exemple les bâtiments et non uniquement le terrain.

■ Echelle du bassin

On peut utiliser un MNT à l'échelle d'un bassin ou d'un tronçon de cours d'eau pour cerner le fonctionnement global de celui-ci, la forme et la largeur de sa vallée, le relief des versants qui la bordent. Pour ce type d'application, un MNT au pas de 50 ou 100 m avec une précision métrique, tel que celui de la BD Alti de l'IGN, est très largement suffisant. Si l'on utilise un SIG permettant de gérer les MNT, on peut aussi réaliser diverses simulations, notamment de flux.

Figure 200

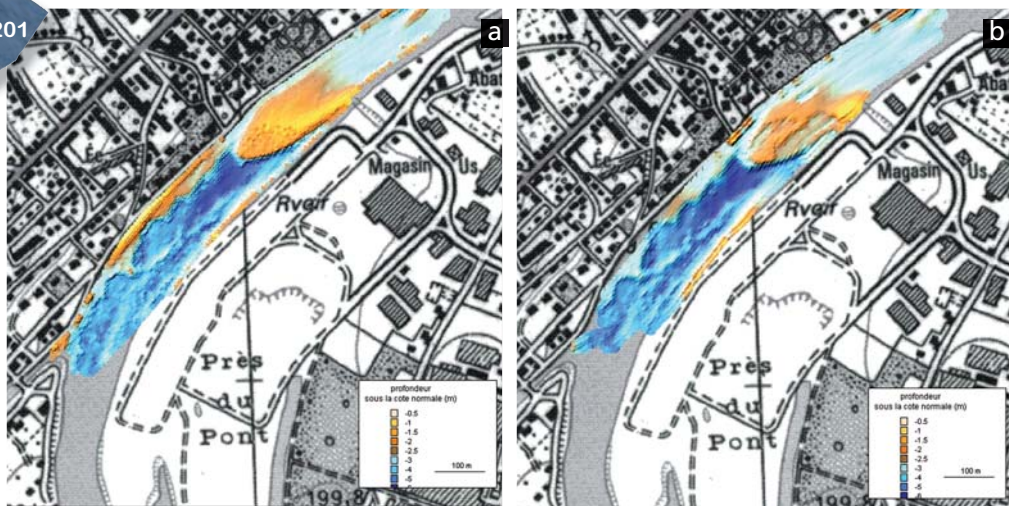


Utilisation du MNT de la BD Alti IGN sous SIG. Le zoom permet de voir les courbes de niveau générées par le SIG (haute vallée du Drac, Malavoi, 2007).

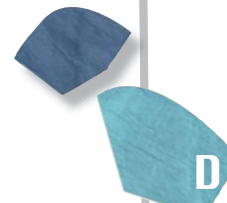
■ Echelle cours d'eau (topo-bathymétrie)

Si l'on doit travailler à une échelle plus fine, pour mieux comprendre par exemple l'évolution du fond du lit d'un cours d'eau, il est nécessaire d'obtenir un MNT d'une meilleure qualité et précision (de l'ordre de quelques cm en z).

Figure 201



On distingue sur ces deux traitements cartographiques d'un MNT de grande qualité, les traces de prélèvements de granulats sur une dune alluviale immergée sur le Doubs (Malavoi, 2002). MNT fournis par VNF avec un pas de mesure de 1 m (dégradé à 5 m) et une précision centimétrique.



Données hydrologiques

Toute étude hydromorphologique doit comprendre une analyse du fonctionnement hydrologique du cours d'eau. Le débit étant en effet l'une des deux variables majeures de contrôle des processus géodynamiques, il n'est pas envisageable de ne pas connaître, quelle que soit l'échelle spatiale de l'étude hydromorphologique :

- le fonctionnement hydrologique global du cours d'eau sur le long terme (son régime moyen, ses crues de différentes périodes de retour, le rôle des barrages dans la modification du régime des crues, etc.) ;
- l'hydraulicité récente (sur les 2 ou 3 années précédant l'étude hydromorphologique) et très récente (sur les derniers mois).

Indépendamment des données générales que l'on peut trouver dans des manuels d'hydrologie, dans des monographies, dans des études hydrologiques antérieures, les données hydrologiques sur les cours d'eau peuvent être obtenues auprès de la banque HYDRO gérée par le Ministère chargé de l'Environnement.

La Banque HYDRO

Les données hydrologiques sur les cours d'eau français sont gérées par la Banque HYDRO, la banque nationale de données pour l'hydrométrie et l'hydrologie. HYDRO stocke les mesures de hauteur d'eau (à pas de temps variable) en provenance de 3 500 stations de mesure, dont 2 400 sont actuellement en service.

HYDRO calcule les débits instantanés, journaliers, mensuels, etc., à partir des valeurs de hauteur d'eau et des courbes de tarage (relations entre les hauteurs et les débits). Ces valeurs sont actualisées à chaque mise à jour d'une hauteur ou d'une courbe de tarage (addition, précision supplémentaire, correction...).

Les procédures disponibles en ligne sur <http://hydro.eaufrance.fr/> sont :

- STATION. Présentation de la station hydrométrique ;
- QJM. Débits journaliers et mensuels sur un an ;
- ENTRE2. Comparaison graphique des débits journaliers d'une année avec ceux du passé ;
- SYNTHESE. Synthèse hydrologique ;
- TOUSMOIS. Ecoulements mensuels sur une période donnée ;
- VCN-QCN. Débits minimaux sur N jours consécutifs ;
- QMNA. Débit mensuel minimal annuel.

D'autres procédures plus complexes sont disponibles sur **abonnement**.

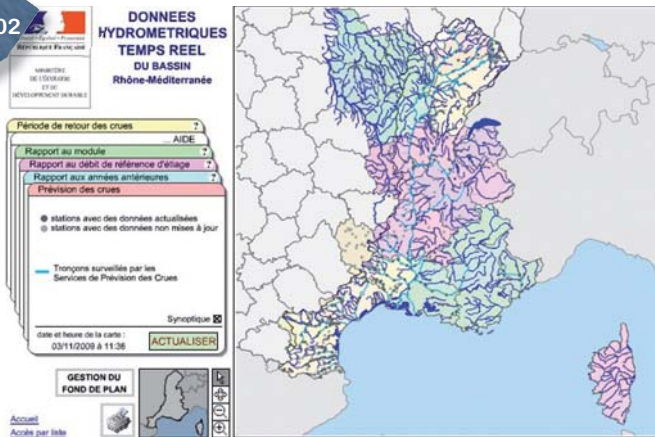
Les données hydrologiques sont fournies principalement par les services de l'Etat (DIREN, DDE, etc.), Electricité de France, certains organismes de recherche (Cemagref, universités...), ainsi que les compagnies d'aménagement (la Compagnie d'aménagement des Coteaux de Gascogne (CACG), la Compagnie nationale du Rhône (CNR), etc.). Ces producteurs de données installent les stations de mesure en rivière, assurent leur maintenance, recueillent les données, les vérifient et en alimentent la banque. Ils réalisent des jaugeages au droit des stations de mesure et établissent les courbes de tarage qui figurent également dans la banque. Ensuite ils valident, et éventuellement corrigent les données. Ils en sont responsables et veillent à leur qualité.

Les données sont en général disponibles dans la banque moins de 40 jours après leur enregistrement.

Données en temps réel

Certains services de l'Etat proposent des serveurs de données hydrologiques en temps réel sur Internet. Ainsi le site Internet Hydroréel (<http://www.rdbmrc.com/hydrореel2/carto.php>) géré par la DIREN Rhône Alpes, DIREN du bassin Rhône-Méditerranée qui rend accessible à tout public les informations relatives à la situation hydrologique des cours d'eau, en temps réel ou quasiment réel. Le site est alimenté par les différents producteurs de données présentés plus haut.

Figure 202

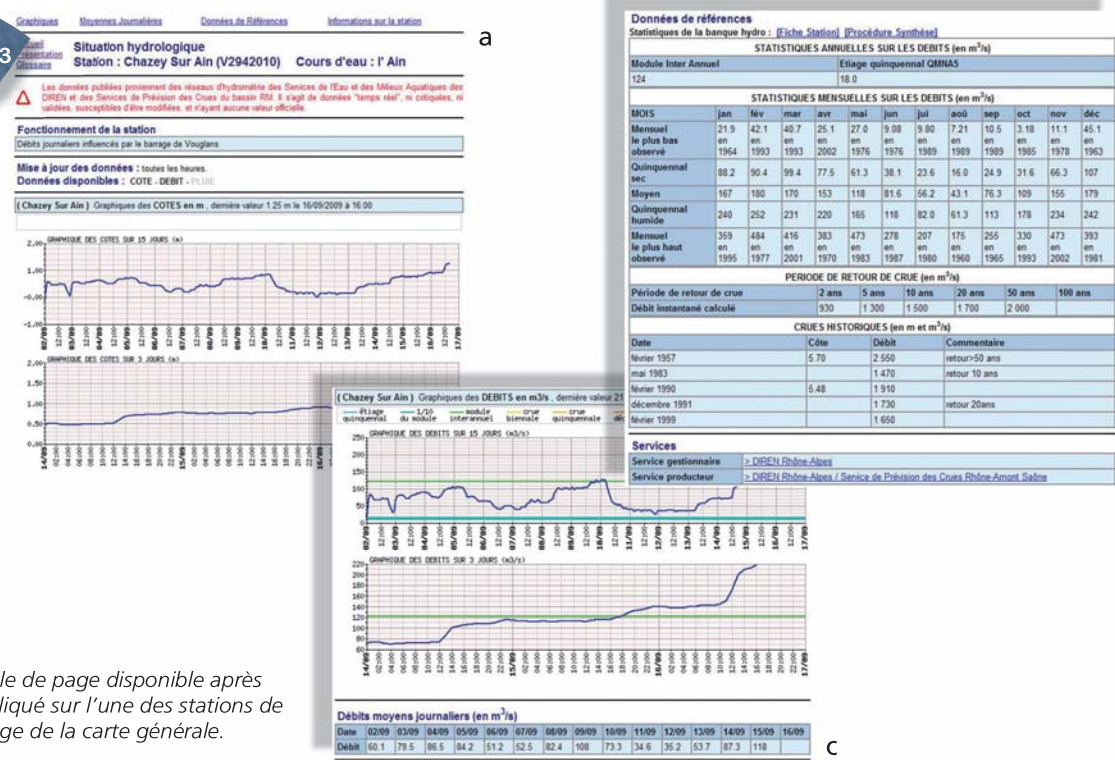


Page d'accueil du site Hydroréel (DIREN de bassin Rhône-Méditerranée). Les points indiquent les stations de jaugeage.

La carte générale permet d'un seul regard de visualiser l'ensemble de la situation hydrologique du bassin en termes de crue, d'étiage ou de régime moyen.

En cliquant sur l'une des stations de jaugeage (les points), on est dirigé vers une page où l'on trouve les données hydrologiques des 15 derniers jours zoomées sur trois jours (cotes et débits), les données de synthèse de la station et un lien vers la banque HYDRO.

Figure 203



Exemple de page disponible après avoir cliqué sur l'une des stations de jaugeage de la carte générale.

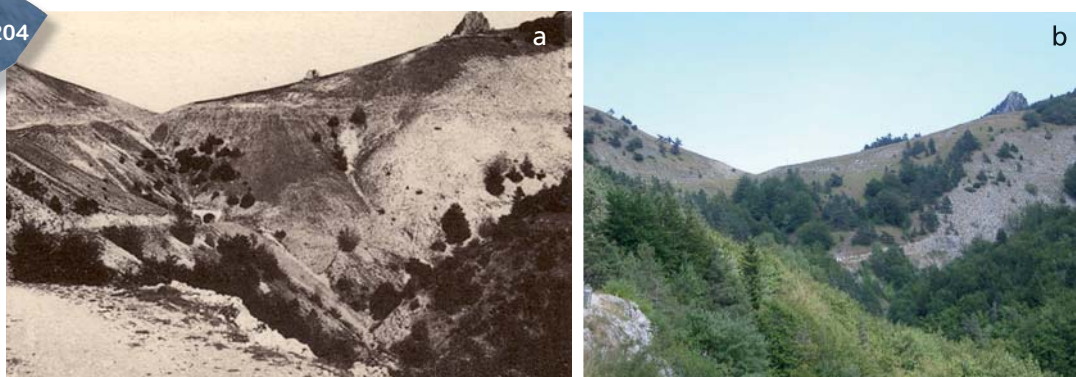
Autres données utiles

Cartes postales et photographies anciennes

■ Cartes représentant des paysages

Elles permettent, par comparaison avec des cartes actuelles ou des photographies, de visualiser des changements de types d'occupation des sols et de paysage en général. Elles complètent l'analyse des photographies aériennes pour les périodes antérieures à 1940.

Figure 204

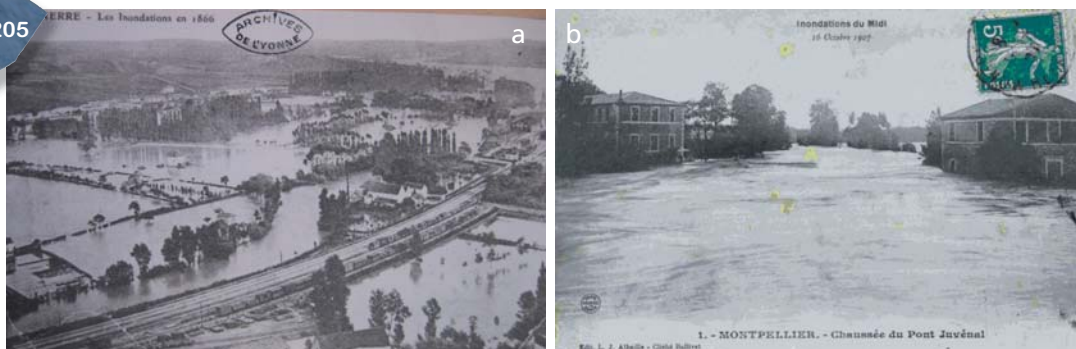


b- © Bravard

(a) exemple de carte postale ancienne (1935) permettant de visualiser l'évolution de la végétalisation d'un bassin versant montagnard (b) en 2005. On voit bien la stabilisation des versants et la réduction des processus d'érosion, donc des apports primaires de charge de fond.

Elles sont extrêmement intéressantes si elles sont prises à l'occasion d'un événement hydrologique de type « inondation » car elles peuvent se substituer à des repères de crues (même si les photographies ne sont pas toujours prises au maximum de la crue).

Figure 205

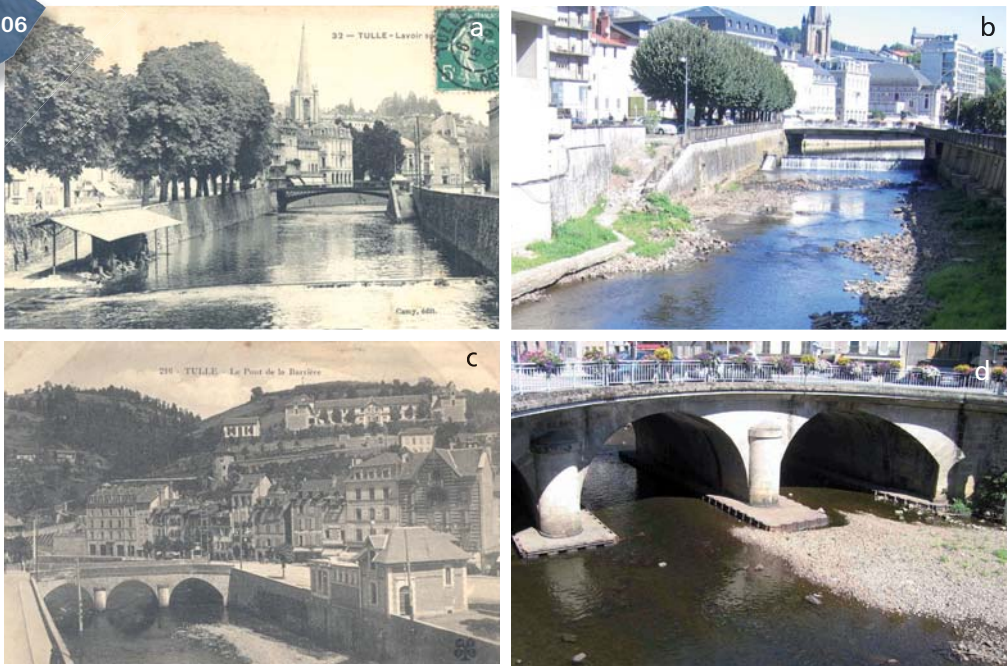


Exemple de cartes postales illustrant des inondations (à noter la photographie aérienne oblique de l'inondation de l'Armançon à Tonnerre en 1866).

■ Cartes représentant des ouvrages (ponts, digues, lavoirs, moulins)

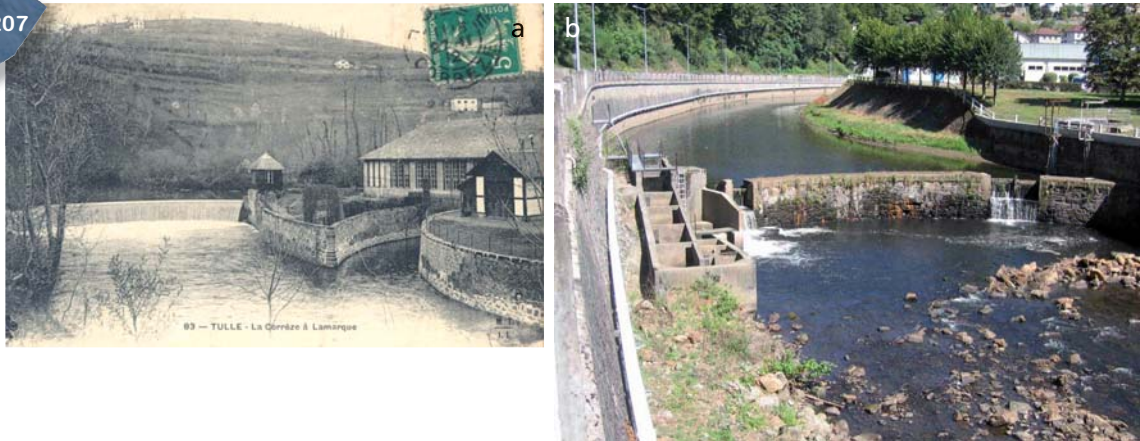
En complément des plans et coupes d'ouvrage que l'on peut trouver aux archives, elles peuvent aider à diagnostiquer certains dysfonctionnements, tels que l'incision du lit mineur.

Figure 206



Exemple de cartes postales anciennes permettant d'analyser, de manière plus ou moins quantitative, l'évolution locale d'un cours d'eau (la Corrèze à Tulle). Noter la disparition du petit seuil du lavoir et le renforcement des piles du pont (béton coulé dans des palplanches), indicateur d'une probable incision, au moins localisée.

Figure 207



Exemple de cartes postales anciennes permettant de visualiser l'évolution locale d'un cours d'eau (la Corrèze à Tulle, seuil de Lamarque).



Mesures de terrain

On réalise généralement les mesures de terrain lorsque l'examen des cartes, des photographies aériennes, et de tous les autres documents recueillis au cours de l'étude a déjà permis d'analyser le fonctionnement global du cours d'eau, son évolution historique, et éventuellement les principaux dysfonctionnements observables à ces échelles (rectitude artificielle du tracé, présence de seuils, digues, etc.).

Il s'agit alors de :

- compléter les informations concernant le fonctionnement hydromorphologique : altérations hydromorphologiques, texture et état des berges (naturelles, artificialisées, etc.), granulométrie des bancs alluviaux, etc. ;
- valider ou infirmer certaines hypothèses.

Ces mesures de terrain sont généralement réalisées à l'échelle de l'ensemble du cours d'eau étudié, voire de ses affluents. Elles peuvent être complétées par des mesures particulières sur des **stations représentatives**.

NB Un protocole standard simplifié de recueil de données hydromorphologiques à l'échelle de stations du Réseau de Contrôle et de Surveillance (RCS) national a été élaboré par l'Onema. Cette approche stationnelle nommée **CARHYCE** ne sera donc pas décrite ici.

Cartographie des pressions et altérations

La première partie d'une étude hydromorphologique permet en général d'identifier les principales sources de pression et d'altération existant sur le cours d'eau lui-même et son bassin versant.

Une base de données nationale au niveau bassin et tronçon de cours d'eau permet déjà d'avoir une image synthétique des principales pressions et altérations sur environ 225 000 km de cours d'eau (base SYRAH, gérée par l'Onema). Cette base doit être complétée sur le terrain pour un certain nombre de pressions/altérations qui ne sont pas visibles par l'approche SYRAH.

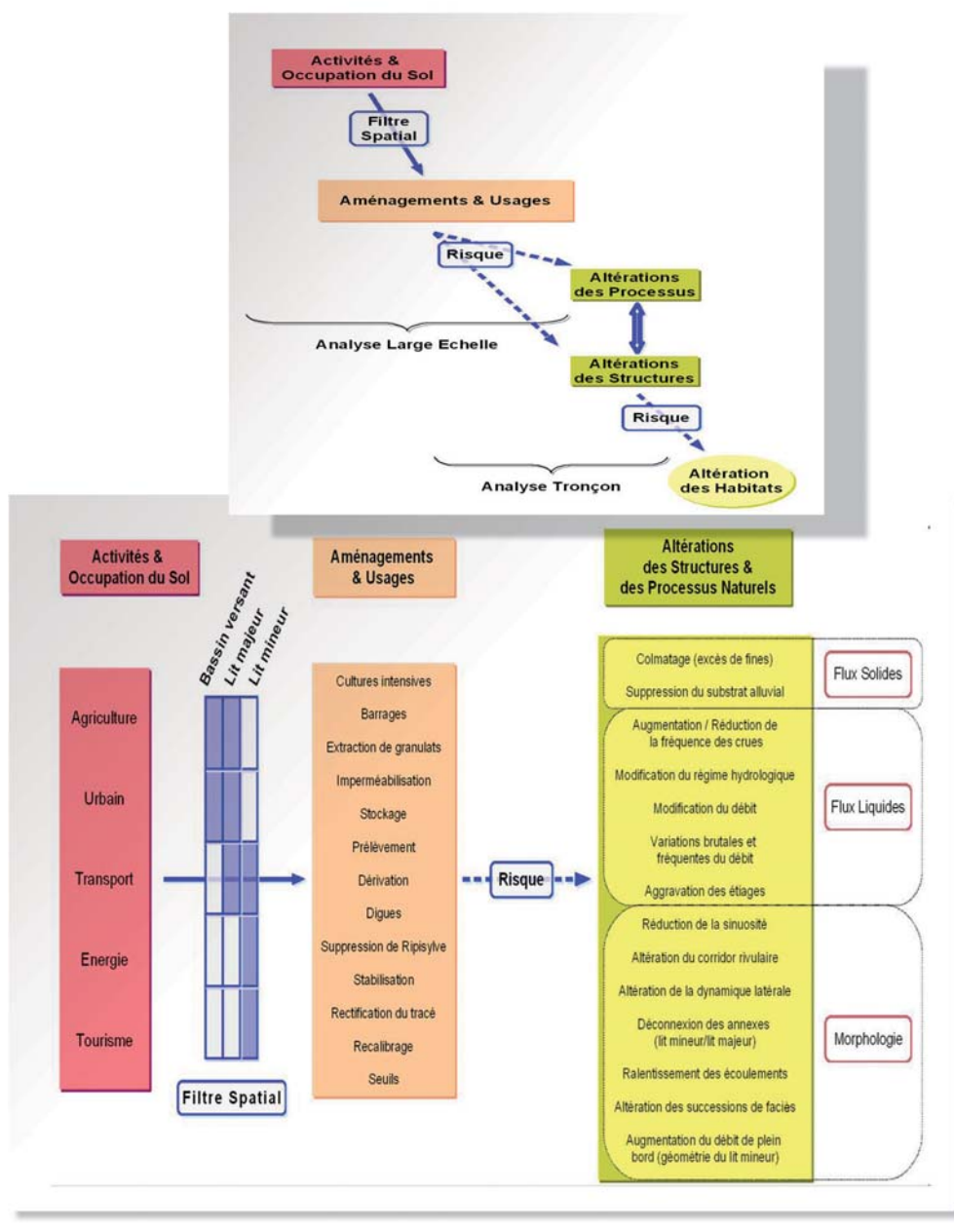
■ SYRAH : concept et bases de données associées

Le système d'audit **SYRAH-CE** (**SY**stème **Re**lationnel d'**A**udit de l'**H**ydromorphologie des **C**ours d'**E**au) analyse le fonctionnement hydromorphologique des cours d'eau et permet d'évaluer les risques d'altérations susceptibles d'avoir une influence sur les habitats aquatiques et par conséquent sur l'état écologique du cours d'eau (au sens DCE) (Chandesris et al., 2007). L'approche « descendante » proposée s'appuie sur une évaluation du « risque d'altération » à l'échelle des bassins versants (large échelle), renforcée par une analyse au niveau des tronçons hydromorphologiques homogènes (échelle tronçon).

L'objectif majeur est de **détecter les altérations hydromorphologiques d'origine non naturelle** et pouvant être clairement associées à une dégradation de l'« état écologique ». Les altérations hydromorphologiques les plus fréquentes et les plus susceptibles d'être à l'origine d'impacts sur le fonctionnement écologique des cours d'eau ont été identifiées. Pour les traiter, l'audit repose sur la valorisation de couches d'informations géographiques et de bases de données existantes, et sur leur croisement avec des informations nécessaires à la gestion, la programmation, la décision et l'évaluation des actions de restauration.

L'analyse s'effectue à différentes échelles successives, du bassin versant au tronçon de cours d'eau.

Figure 208



Schémas conceptuels de la méthode d'audit SYRAH (Chandesris et al., 2007).

Les cartes résultantes sont utilisables dans une perspective de gestion et de programmation, en gardant à l'esprit que, de par leur construction, leur précision est limitée, notamment pour les aspects morphologiques « locaux ». Cette échelle d'analyse est donc insuffisante pour poser un diagnostic précis des dysfonctionnements et finaliser des mesures de restauration locale. Elle garde en revanche toute sa pertinence pour la vision globale d'un grand territoire.

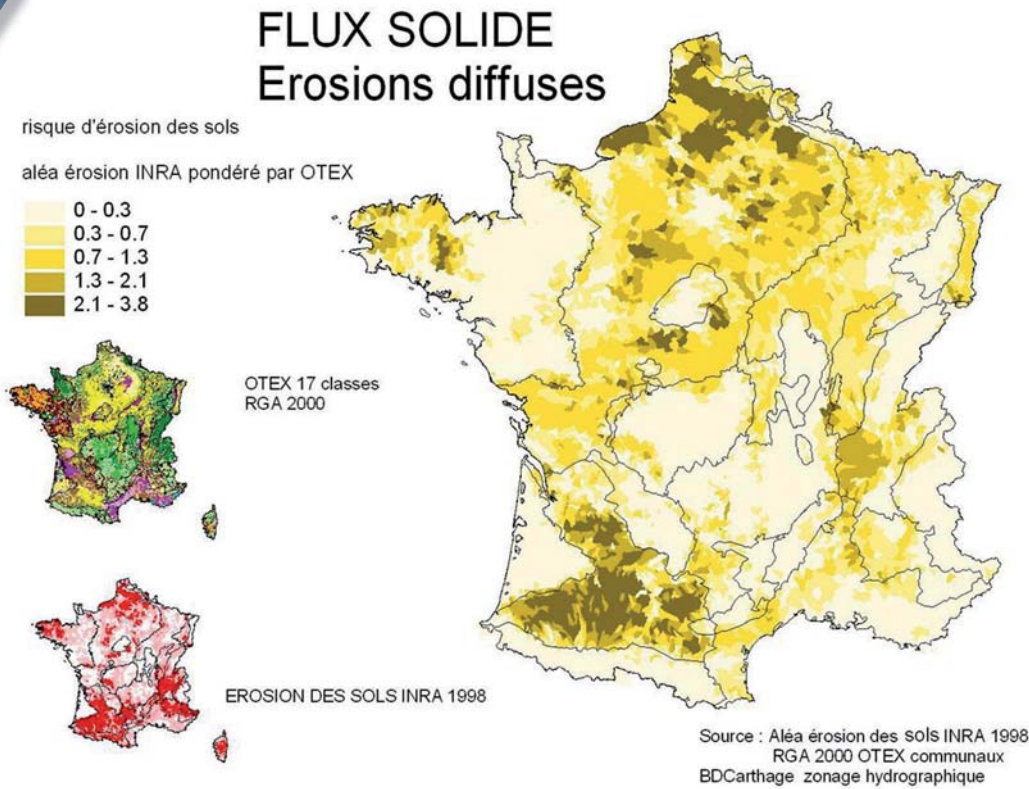
L'analyse à l'échelle de tronçons géomorphologiques permet une description des « aménagements et usages » à un niveau de précision compatible avec la recherche de causes de dégradation de l'état écologique observable. Ce niveau de finesse dans l'analyse est rendu possible par l'existence de bases de données géographiques précises de type BDTOPO IGN®.

Outre la **cartographie des risques d'altération hydromorphologique** encourus par les cours d'eau, l'audit SYRAH-CE permet d'aller plus loin dans l'aide à la gestion et à la restauration fonctionnelle. Les résultats bruts de l'audit permettent d'identifier facilement les éléments du réseau hydrographique subissant une pression limitée. Cette information, combinée avec la connaissance de la qualité chimique de l'eau, peut aider à l'identification de secteurs susceptibles de se situer en « Très Bon Etat » au sens de la DCE et donc à **préserver en priorité**.

Le report cartographique d'indicateurs rendant compte des pressions permet d'identifier celles qui prédominent, de localiser les problématiques et d'en établir une hiérarchie.

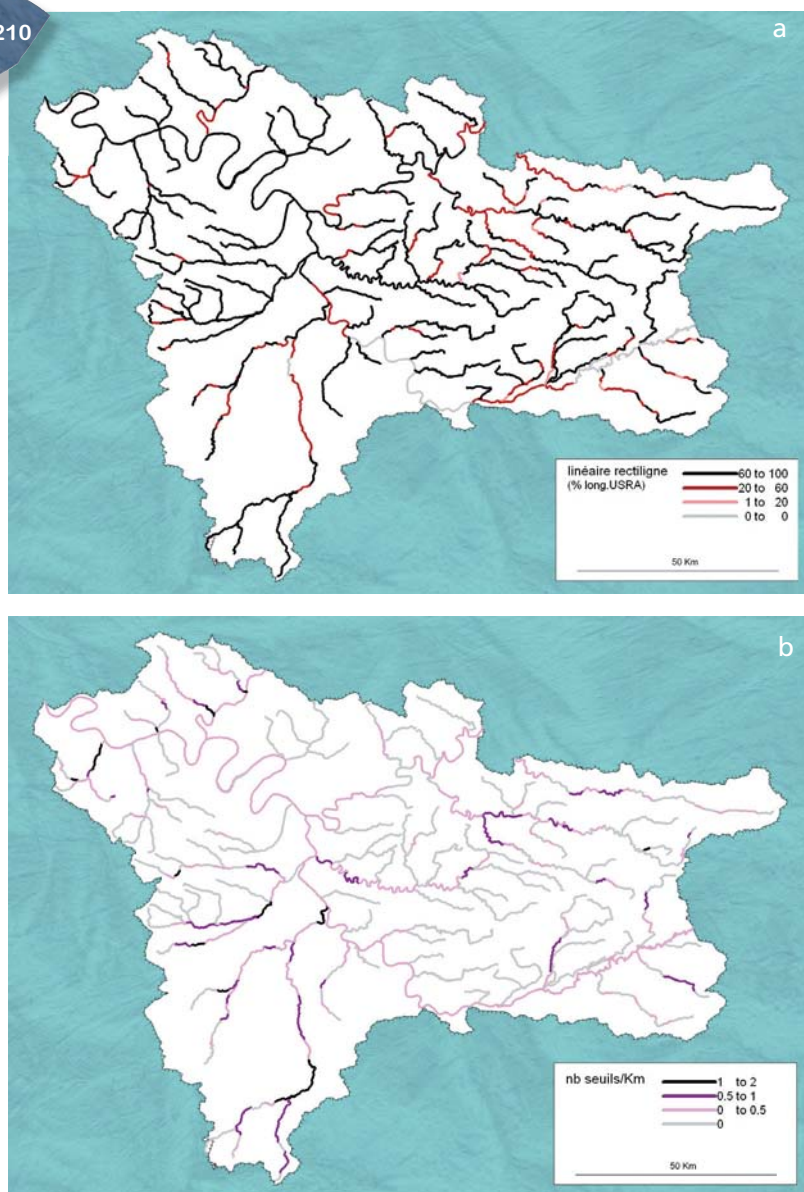
Une expertise de cet ensemble d'informations permet d'envisager un appui à l'établissement de plans de gestion à plusieurs échelles, avec une identification facilitée des actions de restauration souhaitables et une assistance à leur programmation.

Figure 209



Exemple de carte « large échelle » permettant d'identifier les zones à risques d'érosion des sols élevés, pouvant conduire à des phénomènes de colmatage des lits des cours d'eau.

Figure 210



Exemple de cartes à l'échelle des tronçons présentant des pressions/altérations de type rectitude du tracé en plan ou nombre de seuils par kilomètre linéaire (région Île-de-France, Malvois, 2007). Plus la ligne est foncée, plus mauvais est le fonctionnement hydromorphologique.

Les pressions/altérations actuellement renseignées dans la base SYRAH Tronçons sont les suivantes :

- couverture du cours d'eau ;
- rectitude du tracé ;
- ouvrages transversaux en lit mineur (seuils) ;
- absence de ripisylve ;
- blocage probable de la dynamique latérale : présence d'infrastructures (routes par exemple) susceptibles d'être à l'origine de protections de berges bloquant la dynamique latérale du cours d'eau ;
- digues (données assez imprécises, à compléter par des observations de terrain) ;
- gravières en lit majeur ;
- urbanisation : pression urbaine globale (catégorie 1 territoires artificialisés) ;
- présence d'étangs sur le cours d'eau ;
- végétalisation du corridor fluvial ;
- blocage probable de la dynamique latérale : ponts.

■ Les compléments nécessaires

Un certain nombre de pressions et d'altérations hydromorphologiques ne sont actuellement pas identifiables (ou le sont mal) par l'approche SYRAH. Il peut donc être nécessaire, en fonction des objectifs de l'étude, de compléter certaines informations. Le niveau de précision de l'inventaire de terrain sera lui aussi fonction de l'objectif de l'étude hydromorphologique.

Par exemple, il n'est pas nécessaire de cartographier les faciès d'écoulement de manière exhaustive (ce qui coûte très cher) dans le cadre d'une étude hydromorphologique générale ne requérant pas explicitement une évaluation des habitats aquatiques. De même, la localisation des digues, voire leur mesure précise (hauteur, largeur, position exacte), n'est pas systématiquement nécessaire s'il n'y a pas d'enjeu « inondation » explicitement exprimé.

NB L'utilisation d'un GPS « grand public » (c'est-à-dire non différentiel) permet d'obtenir une précision de quelques mètres en x - y pour les informations recueillies, ce qui est généralement très suffisant pour ce type d'approche.

Recalibrage

Le recalibrage est un élargissement et/ou un approfondissement volontaire du lit mineur visant à augmenter la section d'écoulement pour faire transiter une crue de projet d'un débit (largement) supérieur au débit de pleins bords naturel.

1- Altérations hydromorphologiques généralement associées

- incision du lit mineur (cf. incision) ;
- étalement de la lame d'eau, entraînant de faibles profondeurs en étiage ;
- homogénéité des faciès d'écoulement ou a minima types de faciès présents et/ou proportion de faciès différents du modèle naturel ;
- augmentation de la capacité de charriage en crue entraînant éventuellement des incisions supplémentaires ;

2- Altérations écologiques généralement associées

- conditions critiques d'habitat, particulièrement en étiage et en hautes eaux ;
- aggravation des effets de l'eutrophisation ;
- augmentation des températures en étiage.

3- Informations disponibles dans SYRAH

Certaines pressions à l'origine de fortes probabilités de recalibrages plus ou moins étendus sont identifiables via SYRAH : zone urbaine ou périurbaine, éventuellement grande culture (pas encore validé). Mais on sait qu'il y a eu des recalibrages intensifs dans des secteurs ne présentant pas ces pressions « large échelle ». Le taux de rectification est aussi un bon indice car les deux opérations ont souvent été menées conjointement.

4- Approche complémentaire envisageable

- recherche dans les archives (DDE, DDAF, Archives Départementales) des dossiers de projets de travaux (cf. supra) ;
- mesure de la géométrie hydraulique à pleins bords sur différents sites (stratégie d'échantillonnage à définir au cas par cas) : largeur, profondeur, pente. Comparaison avec les valeurs naturelles du rapport largeur/profondeur pour le type hydromorphologique ;
- calcul des débits à pleins bords et détermination de leur période de retour. Comparaison avec les valeurs naturelles pour le type hydromorphologique.

Curage

Le curage est une action visant à retirer du lit mineur les alluvions gênant un ou plusieurs usages. Cette action est souvent réalisée à l'échelle locale (au droit d'un pont, dans une traversée de village) mais parfois sur des linéaires importants.

1- Altérations hydromorphologiques généralement associées

- incision du lit mineur. (cf. altération incision) ;
- étalement de la lame d'eau, entraînant de faibles profondeurs en étiage ;
- homogénéité des faciès d'écoulement ou a minima types de faciès présents et/ou proportion de faciès différents du modèle naturel.

2- Altérations écologiques généralement associées

- dérangement des biocénoses ;
- conditions critiques d'habitat ;
- augmentation des températures en étiage.

3- Informations disponibles dans SYRAH

Certaines pressions « large échelle » à l'origine de fortes probabilités de curage plus ou moins fréquents et étendus du lit mineur sont identifiables via SYRAH : zone urbaine ou périurbaine, éventuellement grande culture (pas encore validé). Mais on sait qu'il y a eu (et qu'il y a encore) des curages intensifs dans des secteurs ne présentant pas ces pressions « large échelle ».

4- Approche complémentaire envisageable

- enquête auprès des SPE (Services de Police de l'Eau, chargés de réglementer ces pratiques), des Syndicats de rivière, des riverains ;
- recherche d'indices sur le terrain (merlons récents, remblaiement de chemins ruraux avec des matériaux alluvionnaires, etc.).

Extraction en lit mineur

L'extraction de granulats est une action visant à extraire les alluvions d'un cours d'eau dans un objectif commercial. Les extractions en lit mineur étant interdites en France depuis 1994 (voire plus anciennement dans certains départements), on recherche donc les anciennes extractions. Les linéaires exploités, les modes d'exploitation, les volumes extraits étaient très variables d'un cours d'eau à l'autre.

1- Altérations hydromorphologiques généralement associées

- incision généralisée du lit mineur (cf. altération « incision ») ;
- types de faciès présents et/ou proportion de faciès différents du modèle naturel.

2- Altérations écologiques généralement associées

- (voir incision.)

3- Informations disponibles dans SYRAH

Certaines pressions indicatrices de fortes probabilités d'anciennes extractions en lit mineur sont identifiables via SYRAH : extractions en lit majeur, plans d'eau en lit majeur (*id.*). Pressions complémentaires à tester : proximité d'une agglomération, d'une infrastructure majeure de transport (autoroute, voie rapide, TGV).

4- Approche complémentaire envisageable

- enquête auprès des services (DDE, DRIRE, DIREN, Onema) ;
- recherche des indices d'incision généralement associés (voir plus loin).

Digues

Les digues sont des structures linéaires d'une altitude supérieure à celle du terrain naturel, situées dans le lit majeur, plus ou moins près du cours d'eau, et visant à limiter l'emprise des inondations.

1- Altérations hydromorphologiques généralement associées

- déconnexion hydraulique entre le lit mineur et le lit majeur et ses annexes hydrauliques (ces déconnexions ont des caractéristiques très variables selon les cours d'eau, la largeur de la zone intra-digues, la hauteur des digues, etc. Elles peuvent être permanentes ou temporaires) ;
- incision du lit mineur suite à l'augmentation des débits dans la zone intra-digues, particulièrement si l'endiguement est étroit ;
- aggravation des inondations en aval.

2- Altérations écologiques généralement associées

Selon l'intensité des « déconnexions » (et de l'incision si elle existe), les impacts sur les milieux naturels sont plus ou moins importants et plus ou moins réversibles. D'une manière générale : appauvrissement des milieux naturels du lit majeur lié à une absence de submersion fréquente, appauvrissement des biocénoses terrestres associées, appauvrissement de certains compartiments des biocénoses aquatiques dont une partie du cycle de développement est lié à ces connexions (notamment la reproduction pour certaines espèces de poissons).

3- Informations disponibles dans SYRAH

La couche digue de la BD TOPO exploitée dans le SYRAH ne présente pas une fiabilité suffisante.

4- Approche complémentaire envisageable

- enquête auprès des services (DDE, DRIRE) ;
- travail de terrain systématique (si l'étude le justifie) et (ou) MNT très précis.

Merlons de curage

Les merlons sont des bourrelets de berges artificiels liés au redépôt des sédiments curés dans le lit mineur (cf. pression « curage »).

Figure 211



Merlons de curages pérennes (a) (faible dynamique) et non pérennes (b) (forte puissance : merlons repris à la première crue).

1- Altérations hydromorphologiques généralement associées

Dans certains cas, elles peuvent se traduire par les mêmes effets que de petits endiguements (cf. digues).

2- Altérations écologiques généralement associées (cf. digues)

3- Informations disponibles dans SYRAH

Certaines pressions indicatrices de probabilités de curages sont identifiables via SYRAH (cf. curages).

4- Approche complémentaire envisageable

Terrain systématique si l'étude le justifie.

Protections de berges

Ce sont toutes les techniques visant à empêcher les processus d'érosion latérale.

1- Altérations hydromorphologiques généralement associées

- blocage de la dynamique latérale qui se traduit par un appauvrissement général de la diversité morphologique du corridor fluvial ;
- baisse de la « production interne » de sédiments grossiers par manque de reprise du stock alluvial disponible sur les berges (or l'équilibre débit liquide/débit solide est un élément essentiel de l'équilibre hydromorphologique).

2- Altérations écologiques généralement associées

- impacts liés à la réduction des processus géodynamiques et donc des milieux qui leurs sont associés (notamment les milieux pionniers) ;
- appauvrissement de la qualité écologique des rives.

3- Informations disponibles dans SYRAH

Certaines pressions indicatrices de fortes probabilités de présence de protections de berges sont identifiables via SYRAH : zone urbaine ou péri-urbaine, infrastructures de transport à proximité du lit mineur. Mais on sait qu'il existe des protections de berges même dans des secteurs ne présentant pas ces pressions.

4- Approche complémentaire envisageable

- terrain systématique si l'étude le justifie (à pied ou en bateau sur les cours d'eau assez grands) ;
- sur les cours d'eau présentant peu de ripisylve, un survol aérien à basse altitude peut permettre de renseigner une grande partie du linéaire ;
- il peut être utile de distinguer le type de protection (palplanches, béton, enrochements libre ou liaisonnés, génie végétal, etc.), et l'état de dégradation de la protection (moins évident car c'est souvent le pied qui est dégradé, et il est généralement immergé...).

Incision

Il s'agit d'une altération hydromorphologique majeure se traduisant par l'enfoncement du lit mineur dans ses alluvions. La rivière peut aussi inciser rapidement son talweg dans le substratum lorsqu'il est peu résistant, (par exemple la Loire dans la plaine du Forez et l'Allier en Limagne s'enfoncent dans les marnes oligocènes).

1-Altérations hydromorphologiques généralement associées

- pavage du lit (alluvions très grossières formant peu à peu une couche de surface non mobile et difficilement utilisable par la faune aquatique). C'est souvent le cas en aval des grands barrages ;
- parfois disparition de la couche alluviale et apparition du substratum rocheux résistant ;
- affaissement de la nappe alluviale d'accompagnement (eaux souterraines contenues dans l'aquifère de la plaine alluviale) ;
- déchaussement d'ouvrages divers (ponts, digues, protections de berges, etc.).

2- Altérations écologiques généralement associées

- conditions critiques d'habitat en lit mineur, particulièrement si le substratum rocheux devient dominant ;
- déconnexions des annexes hydrauliques en lit majeur ;
- moindre fréquence de connexion avec le lit majeur lui-même et dépérissement de la forêt alluviale.

3- Informations disponibles dans SYRAH

Certaines pressions à l'origine d'incisions probables plus ou moins étendues du lit mineur sont identifiables via SYRAH : grands ouvrages hydroélectriques piégeant la charge solide, forte densité de seuils, extractions en lit majeur (souvent indicatrices d'anciennes extractions en lit mineur), plans d'eau en lit majeur (*id.*). Eventuellement effets de la présence de séries RTM (travaux de stabilisation des versants et des torrents de montagne) qui ont provoqué des dépôts, mais parfois des affouillements au pied des « barrages ». Le problème principal est que l'altération réelle (incision, pavage, affleurement du substratum) n'est pas toujours associée à la présence de ces pressions. Par exemple, l'effet d'un grand barrage sur l'incision du lit plusieurs kilomètres en aval se fait généralement sentir au bout de quelques décennies et peut se prolonger sur des siècles.

4- Approche complémentaire envisageable

Dans les zones à forte probabilité d'incision (aval de barrages, anciens secteurs d'extraction en lit mineur, tronçons très rectifiés, etc.) :

- recherche d'anciens profils en long (lignes d'eau IGN) et en travers. Lever de profils en travers sur les mêmes sites. Lever d'un profil en long pour un débit proche de celui des levés historiques (pas toujours disponible) ; ces trois étapes sont théoriquement déjà réalisées lors de la première phase de l'étude hydro-morphologique ;
- recherches d'indices d'incision : déchaussement d'ouvrages (piles ou culées de pont notamment, pieds de digues, base d'enrochements), affleurement du substratum rocheux.

Attention. Un système racinaire apparent et sous-cavé n'est pas systématiquement un indicateur d'incision, ce peut n'être qu'une « simple » érosion latérale. La seule conclusion que l'on peut éventuellement tirer d'une telle observation (figure 212) est que la matrice dans laquelle était inclus le système racinaire a disparu.

De même, une pile ou une culée de pont renforcée par des palplanches et du béton n'indique pas toujours une incision généralisée : ce type d'obstacle à l'écoulement se traduit souvent par un affouillement localisé qui peut nécessiter à terme un renforcement. La présence d'un seuil immédiatement en aval ou sous un pont peut en revanche faire suspecter une incision plus générale, et notamment un processus d'érosion régressive. D'autre part, si incision il y a, elle peut n'être que très localisée. Il faut donc recenser un certain nombre d'indices d'incision sur le linéaire pour en déduire l'existence d'un processus d'incision généralisé, qui est l'information que l'on recherche.

Figure 212



L'apparition du chevelu racinaire, voire la chute d'arbres en bordure de cours d'eau, peut indiquer une incision du lit mineur (c'est le cas en (a) suite à la disparition d'un seuil de moulin). Il peut aussi ne refléter qu'un processus d'érosion latérale (b). Mais, si l'on ne connaît pas l'histoire récente du cours d'eau, il est difficile de faire la distinction.

Figure 213



a- b- c- d- © J.R. Malavoi

Quelques indices d'incision certaine. (a, b) Encaissement du lit dans ses propres alluvions récentes ; (c) renforcement important de piles de pont ; (d) apparition des alluvions sous le niveau de fondation d'ouvrages, ici un mur de soutènement routier ; (e) construction d'un seuil en aval d'un ouvrage ancien.

■ analyse de la géométrie hydraulique (stratégie d'échantillonnage à définir au cas par cas) : ainsi un faible rapport largeur/profondeur (<3 par exemple) peut faire suspecter une incision, même si ces valeurs existent naturellement dans certaines conditions (chenaux à lit unique et à berges très cohésives).

Attention. Les processus d'érosion régressive et progressive peuvent se propager sur des kilomètres. Il peut donc être intéressant de rechercher des indices d'incision bien au-delà des zones directement impactées par les pressions à l'origine d'une incision probable (anciennes extractions en lit mineur, aval de grands barrages, endiguement étroit).

Colmatage

Le colmatage est un dépôt de sédiments fins (des argiles aux sables) en surface et dans les interstices de substrats plus grossiers.

1- Altérations hydromorphologiques généralement associées

- moindre perméabilité et porosité du substrat ;
- moindre efficacité des échanges d'air et d'eau.

2- Altérations écologiques généralement associées

- modification des habitats benthiques et interstitiels entraînant une perturbation de la structure du peuplement d'invertébrés, augmentation de la dérive, réduction de l'abondance totale des organismes. Les espèces sensibles adaptées aux substrats grossiers disparaissent au profit des espèces adaptées aux sédiments fins (Gayraud et al., 2002) ;
- dysfonctionnements des frayères et des habitats de certaines espèces de poissons ;
- modification des échanges d'eau et de matière entre la surface et l'hyporhéos.

3- Informations disponibles dans SYRAH

Certaines pressions à l'origine d'un colmatage probable (non naturel) plus ou moins étendu du lit mineur sont identifiables via SYRAH : superficies cultivées associées à la carte d'érodabilité des sols de l'INRA.

4- Approche complémentaire envisageable

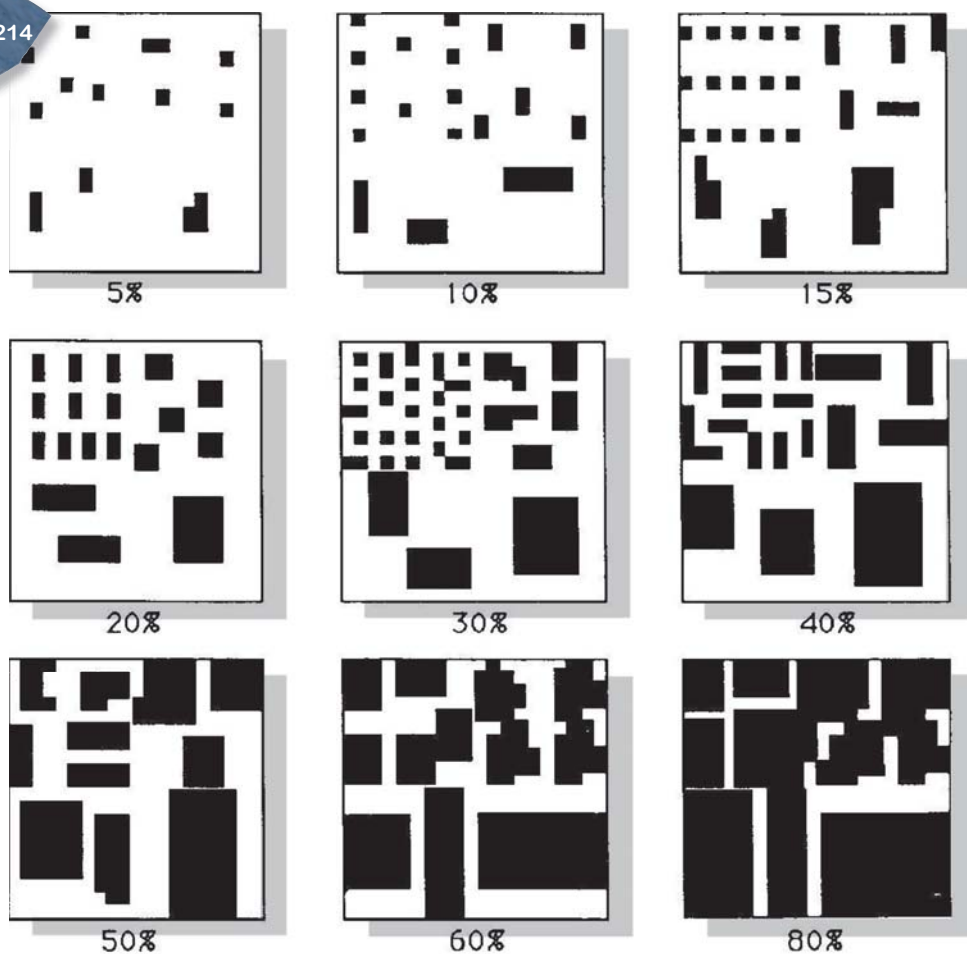
Il existe actuellement de nombreuses méthodes d'évaluation de l'état de colmatage du substrat alluvial d'un cours d'eau mais aucune n'est normalisée.

A l'échelle globale, on cherche à décrire le **degré de colmatage de faciès lotiques**, de types radiers ou plats courants qui, *a priori*, devraient être les moins colmatés.

On peut distinguer trois niveaux de précision dans les méthodes existantes :

- la plus grande précision peut être obtenue par la technique de prélèvement à l'azote liquide. Cette méthode, lourde et coûteuse, est généralement utilisée à des fins de recherche mais donne une image intéressante du phénomène dans l'épaisseur du substrat alluvial ;
- une précision intermédiaire permet de mesurer la perméabilité d'un substrat alluvial en place (et donc son degré de colmatage) en y injectant un certain volume d'eau dans un tube crépiné (Descoux et al., 2009). Cette méthode, nommée méthode de la conductivité hydraulique, est en cours de formalisation dans une optique de réseau de mesures DCE ;
- un niveau de précision sommaire consiste à évaluer visuellement ou au moyen de mesures très rudimentaires, uniquement le colmatage de surface : la surface (par exemple au moyen du gabarit visuel présenté ci-après) et l'épaisseur colmatée ;
- éventuellement le degré d'enchâssement des particules grossières dans une matrice plus fine.

Figure 214



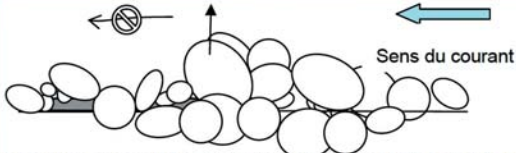
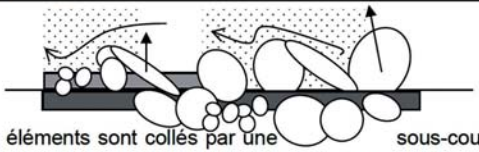
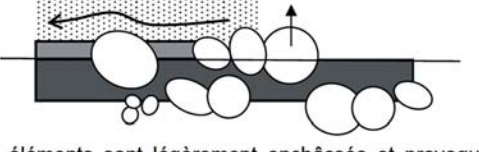
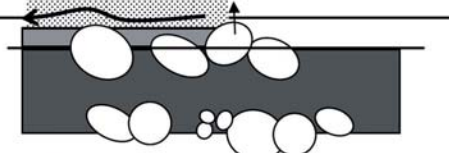
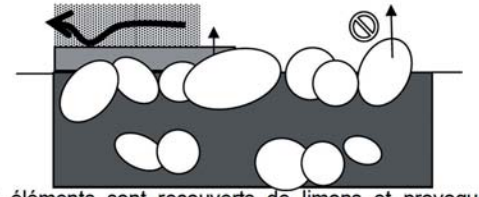
Evaluation visuelle de la surface occupée par des sédiments fins sur un substrat alluvial grossier (Northcote, 1979).

Le Cemagref à Aix-en-Provence (Archambaud et al., 2005) a développé une méthode d'évaluation sommaire mais reproductible du colmatage de surface et du niveau d'enchâssement des éléments grossiers du substrat. Elle consiste à soulever un de ces éléments et à estimer sa facilité d'extraction ainsi que la densité du nuage de fines qui est libéré lors de cette extraction.

Cinq classes de colmatage ont été définies selon ces deux critères :

- **code 1.** Si les éléments se soulèvent facilement, nous attribuons la classe 1. Les éléments sont posés sur la sous-couche granulométrique et ne génèrent pas de nuage de limon lorsqu'ils sont soulevés ;
- **code 2.** Si les éléments se soulèvent plus difficilement, nous attribuons la classe 2 en fonction de la quantité de limon qui se libère dans l'eau sous les éléments. Le nuage généré est peu dense, c'est-à-dire que la couche de surface est collée par une couche de limon légèrement colmatante, qui lie les éléments entre eux ;
- **code 3.** Si les éléments se soulèvent avec un nuage de limon assez épais, nous attribuons la classe 3. Les éléments sont très enchâssés ;
- **code 4.** Si les éléments se soulèvent difficilement, nous attribuons la classe 4. Le nuage de limon produit est très dense. La structure est enchâssée dans une sous-couche très compacte dont l'emprise est forte sur les éléments ;
- **code 5.** Si les éléments ne se soulèvent pas ou très difficilement (structure cimentée ou sous forme d'un dallage) nous attribuons la classe 5. C'est le cas lorsque la granulométrie est recouverte par une épaisse couche de limon, cette classe granulométrique se retrouvant en Subs. Dom.

Figure 215

Code	Classes de Colmatage	Représentation du degré de colmatage (lorsque l'on soulève un élément du fond)
1	] 0 - 25%]	 Les éléments sont posés. On peut observer soit un dépôt fin de limons peu colmatant (cas de gauche) soit aucun dépôt (cas de droite)
2	] 25 - 50%]	 Les éléments sont collés par une sous-couche de limon (avec ou sans limon en dépôt). Le nuage de limon qui se soulève est peu dense.
3	] 50 - 75%]	 Les éléments sont légèrement enchâssés et provoquent un nuage de limon assez épais lorsqu'ils se désolidarisent de la sous-couche.
4	] 75 - 90%]	 Les éléments sont très enchâssés et provoquent un nuage épais de limons (accentué ou non par un dépôt de limons)
5	] 90 - 100%]	 Les éléments sont recouverts de limons et provoquent un nuage très épais (cas de gauche) ou bien sont entièrement cimentés dans la sous-couche et impossibles à soulever (cas de droite)

Exemple de méthode d'évaluation du degré de colmatage et d'enchâssement des matériaux du substrat alluvial (Archambaud et al., 2005).

Modification des faciès d'écoulement

Les faciès d'écoulement ont été très souvent altérés par des interventions anthropiques de type chenalisation, seuils et barrages, extractions de granulats. Ces altérations peuvent être identifiées par la présence de types de faciès d'écoulement et/ou des proportions de faciès, différentes du modèle naturel.

1- Altérations hydromorphologiques généralement associées

- modification des caractéristiques de l'écoulement (profondeurs, vitesses, granulométrie) ;
- modification du fonctionnement auto-épuratoire (certains faciès (plats courants, radiers) semblent mieux « épurer » que d'autres.

2-Altérations hydromorphologiques généralement associées

Modification des habitats et des biocénoses associés.

3- Informations disponibles dans Syrah

Certaines pressions à l'origine d'une modification probablement importante des faciès d'écoulement sont identifiables via SYRAH : rectification du tracé, forte fréquence de seuils (remous d'ouvrage en lieu et place des faciès naturels), éventuellement « surlargeurs » liées à d'anciennes extractions.

4- Approche complémentaire envisageable

Dans les zones à forte probabilité de modification des faciès (cf. données SYRAH) : cartographie des faciès (à partir de mesures pédestres ou de survols à basse altitude). Les méthodes d'identification et de cartographie des faciès sont présentées dans le détail dans Malavoi (1989) et Malavoi et Souchon (2002).

Transport solide et granulométrie des alluvions

Nous avons vu lors des chapitres précédents qu'il était possible de localiser, voire de cartographier, les bancs alluviaux d'un cours d'eau, soit à partir de la BD ORTHO®, soit à partir de survols à basse altitude, soit enfin à partir de visites de terrain.

En complément de ce premier niveau d'analyse, il est indispensable de recueillir des informations sur la quantité et la granulométrie des alluvions en transit.

La méthode consiste à réaliser des mesures sur des sites d'échantillonnage répartis de l'amont à l'aval du cours d'eau (la stratégie d'échantillonnage est à définir au cas par cas), ou, si l'on cherche l'exhaustivité, sur chaque banc identifié lors de la phase initiale.

■ Evaluation des volumes transportés

Il n'existe pas de méthode normalisée pour ce type de mesure.

Dans le cadre d'une étude hydromorphologique « classique », c'est-à-dire non spécifiquement dédiée à l'analyse poussée du transport solide, le plus simple consiste à évaluer la superficie du banc alluvial échantillonné et son épaisseur moyenne par rapport au niveau du talweg (partie la plus profonde du lit).

NB L'épaisseur d'alluvions mobilisée lors des crues peut être bien supérieure à l'épaisseur des bancs. Il ne s'agit donc que d'évaluer les ordres de grandeur des volumes en jeu.

■ Evaluation de la taille des particules transportées

Plusieurs niveaux de précision des mesures granulométriques sont envisageables selon les objectifs de l'étude. Là encore, si l'étude n'est pas fortement orientée « transport solide », il semble suffisant de réaliser des mesures granulométriques sommaires de la **couche d'armure** (pour obtenir des informations sur la **sous-couche**, qui représente la granulométrie réellement transportée par charriage, les investigations nécessitent des prélèvements volumétriques beaucoup plus lourds et complexes).

Nous proposons de réaliser ces mesures (ou observations granulométriques) sur la partie visuellement la plus grossière des bancs alluviaux mobiles (généralement en amont des bancs, dans l'axe principal d'écoulement de crue). On sait donc que l'on biaisera volontairement la granulométrie du cours d'eau vers les fractions grossières du charriage.

Deux méthodes peuvent être envisagées (rappel : on ne décrit ici que la granulométrie de surface ou **armure**) :

- la méthode visuelle (Malavoi et Souchon, 1989) permet de caractériser la granulométrie au moyen d'un gabarit visuel à l'échelle. Le substrat observé est décrit par un code à 6 caractères (voir tableau suivant) :
 - classe granulométrique de l'élément le plus grossier (à rapprocher du D90) : deux caractères (ex. : PG),
 - élément dominant (proche du D50 s'il n'y a qu'un seul élément dominant) : (deux caractères (ex. : PG si cette classe est à la fois la plus grossière et aussi la classe dominante),
 - si besoin, second élément dominant : deux caractères (ex. : CG).

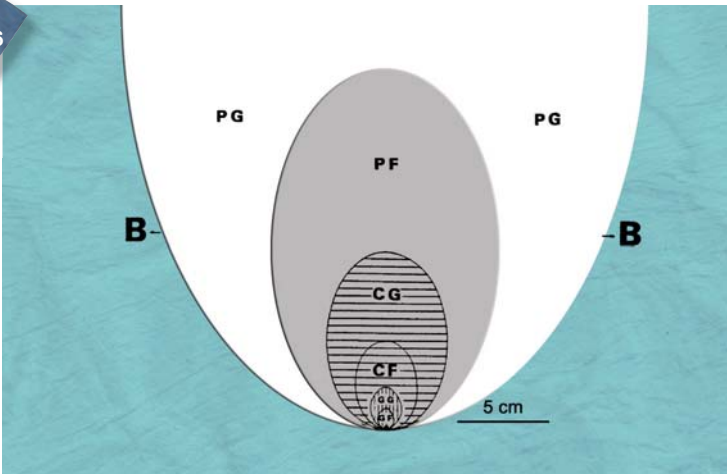
Le substrat décrit dans les exemples précédents sera donc noté PGP GCG, ce qui représente un substrat globalement grossier.

Tableau 11

Classification de Wentworth (1922).

Type granulométrique	Taille en mm	Code microhabitats
Rocher ou Dalle	> 1024	R ou D
Bloc	256 - 1024	B
Pierre Grossière	128 - 256	PG
Pierre Fine	64 - 128	PF
Caillou Grossier	32 - 64	CG
Caillou Fin	16 - 32	CF
Gravier Grossier	8 - 16	GG
Gravier Fin	2 - 8	GF
Sable Grossier	0,5 - 2	SG
Sable Fin	0,0625 - 0,5	SF
Limon	3,9 - 62,5 μ	L
Argile	< 3,9 μ	A

Figure 216

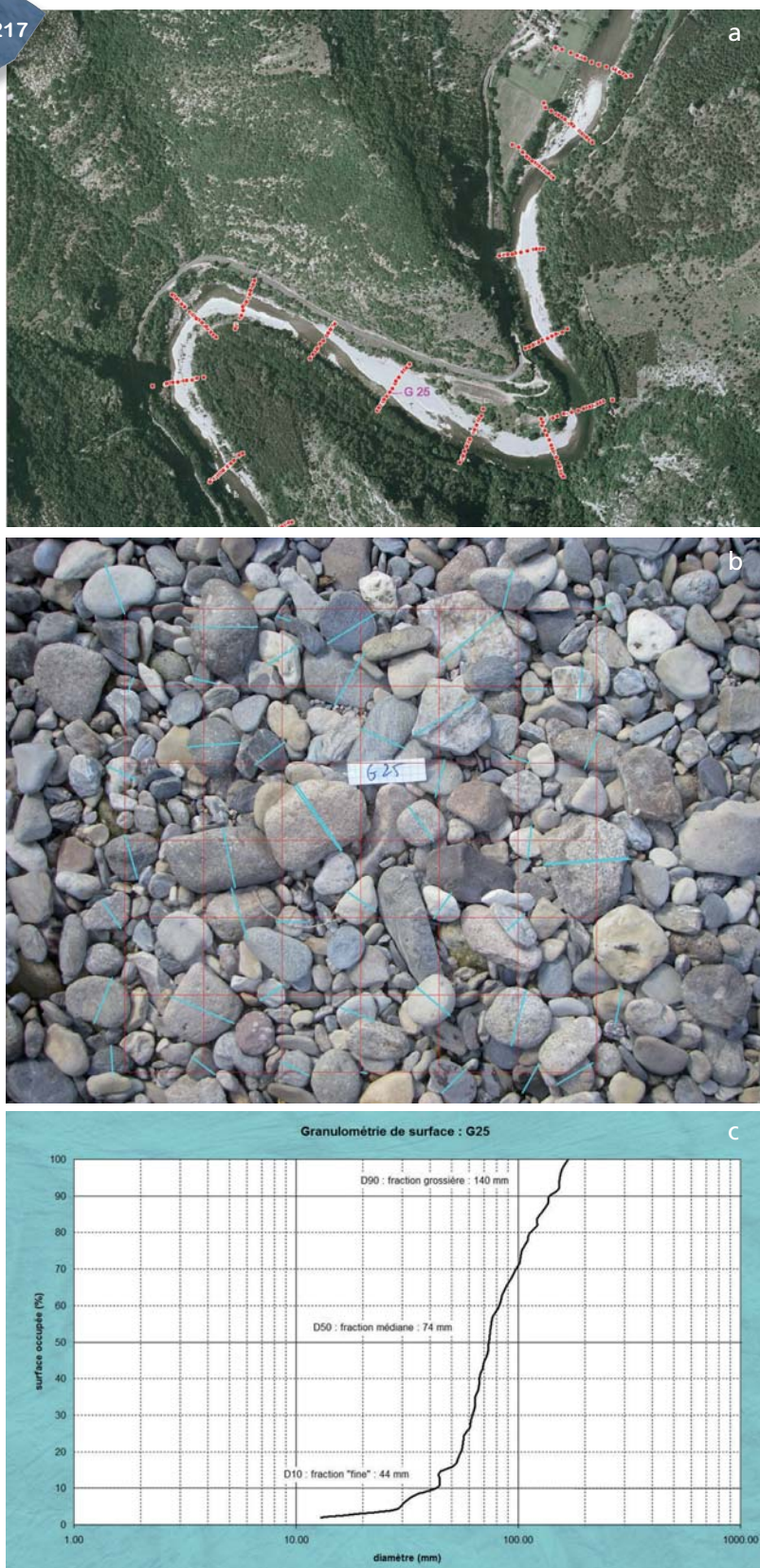


Gabarit visuel des classes de taille (à mettre à la bonne échelle avant de s'en servir sur le terrain...) (Malavoi et Souchon, 1989).

■ la méthode dite de Wolman, plus objective, consiste à prélever 100 éléments par échantillonnage au hasard sur la partie la plus grossière du banc, à en mesurer l'axe intermédiaire (axe b) perpendiculaire au plus grand axe (axe a), et à en tirer une courbe et des percentiles granulométriques (D50, D90, etc., voir figure ci-après).

NB Sur les bancs alluviaux exondés, la méthode de Wolman peut être avantageusement remplacée par une photographie verticale avec échelle visuelle. Il est très aisé ensuite, avec un logiciel adapté, de réaliser un échantillonnage par grille et la mesure des axes intermédiaires. De même, il est très intéressant, lorsque l'on en dispose, de réaliser la ou les mesures granulométriques au niveau de profils en travers (exemple ci-après) afin de pouvoir éventuellement affiner l'approche hydraulique (débits de mise en mouvement par exemple).

Figure 217



Exemple de mesure granulométrique de l'armure sur la base d'une photographie verticale réalisée au droit d'un transect (a) et courbe granulométrique résultante (c). Les mesures des axes médians (b, traits bleus) sont réalisées sous SIG après mise à l'échelle de la photo (la plaquette d'identification de l'échantillon mesure 10 cm). On mesure les éléments présents sous chaque intersection de la grille fictive (en rouge), soit sur 49 individus (grille 7 x 7). (Malavoi et Adam, 2007)

a- Fond BD ORTHO® 2006. © IGN 2010. b- © J.R. Malavoi

La difficulté principale des mesures granulométriques sur les bancs alluviaux mobiles est la stratégie d'échantillonnage. En effet, il a été démontré de très nombreuses fois (notamment par Mosley et Tindale, 1985) que les matériaux transportés par l'écoulement se distribuaient de manière très hétérogène à la surface des unités de dépôt (bancs et dunes), selon les axes d'écoulement, l'altitude des diverses parties du banc, la présence de végétation ou d'embâcles, etc. De plus, peuvent se superposer sur une même unité de bancs, les dépôts de différentes crues ou de différentes phases de la même crue.

Ceci peut avoir pour conséquence que, selon l'endroit où est réalisée la mesure, les caractéristiques de la courbe granulométrique (percentiles) peuvent varier d'un facteur 2,5 (figure ci-dessous), voire 100 si l'on a des dépôts de sable issus d'un ralentissement du courant en fin de crue (avec par exemple un D50 de 0,5 mm), voisinant avec des dépôts grossiers mis en place pendant le pic de la crue (avec un D50 de 50 mm par exemple) !

Figure 218

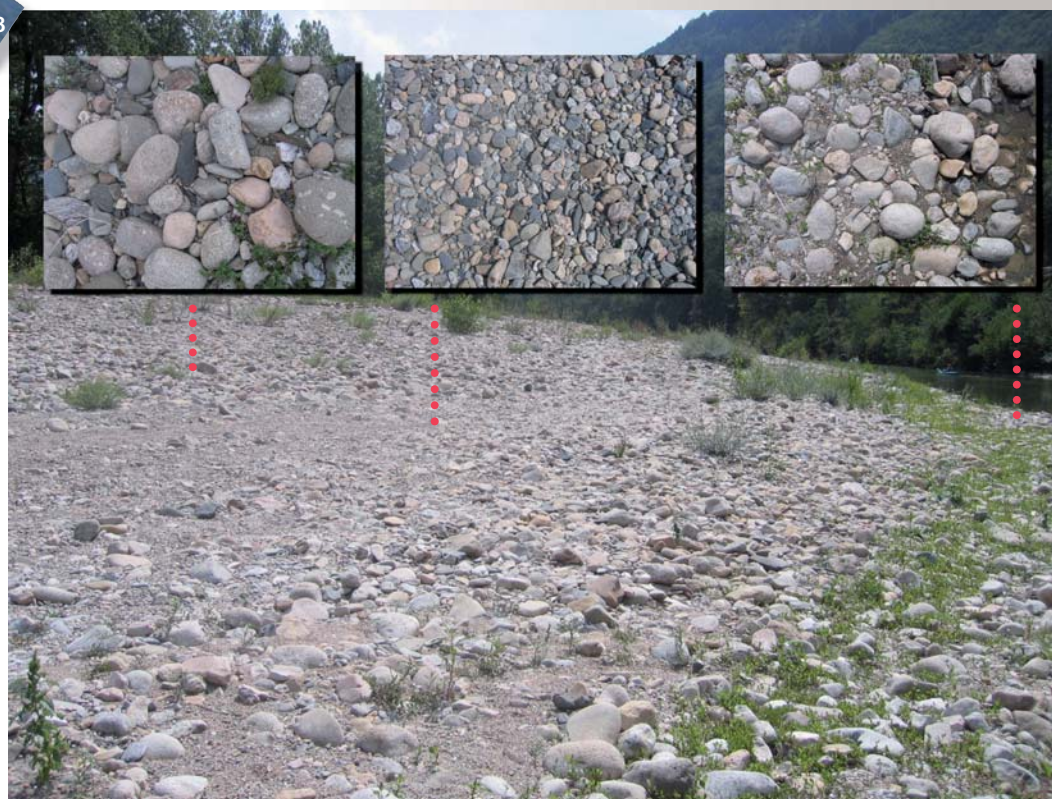


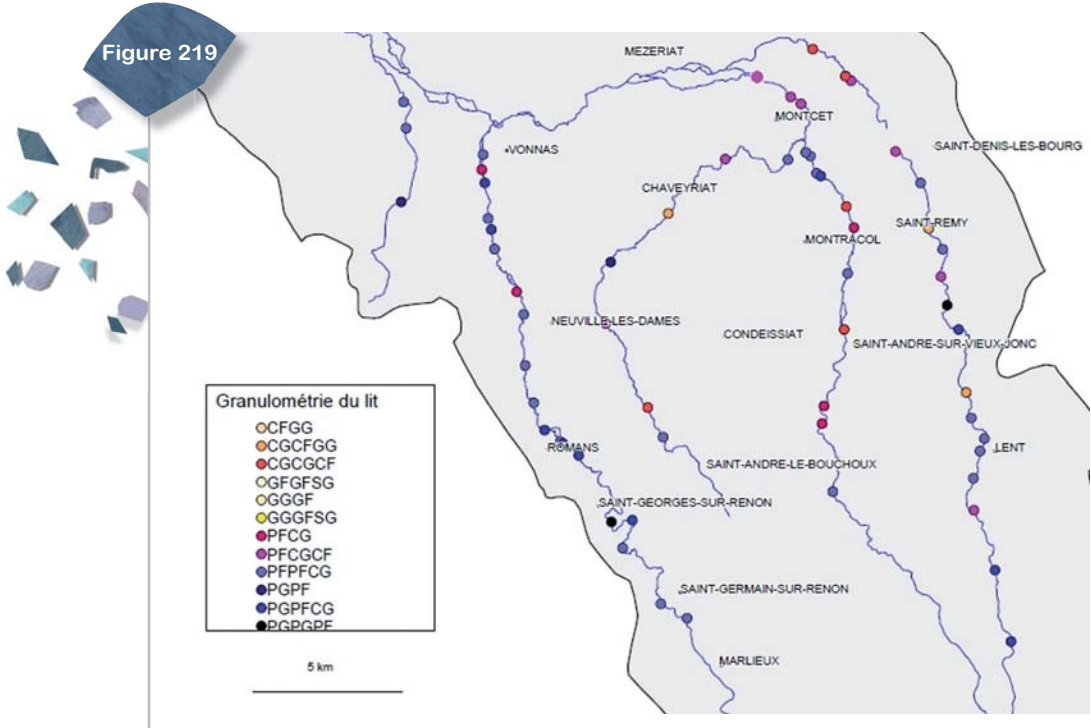
Illustration de la variabilité de la granulométrie de surface sur un banc alluvial (banc de convexité). On trouve un facteur 5 d'écart sur le D50... et la fraction la plus grossière est plutôt sur le haut du banc. En l'occurrence, on choisira la zone la plus grossière.

■ Granulométrie des radiers

En complément de la mesure de la granulométrie des matériaux charriés au niveau des bancs alluviaux, il est intéressant de décrire la granulométrie des radiers qui sont en théorie les **portions du cours d'eau où se dépose la fraction la plus grossière de la charge de fond.**

Cette mesure présente un double intérêt :

- intérêt « typologique » : elle permet de ranger un cours d'eau ou un tronçon de cours d'eau dans un type « granulométrique ». Cours d'eau à radiers à blocs, radiers à cailloux, radiers à graviers, etc. ;
- intérêt en termes de connaissance des processus de mobilisation du substrat alluvial. Couplée à la puissance spécifique, elle permet de connaître la fréquence minimale de mise en mouvement des matériaux du lit.



Exemple de report de mesures granulométriques visuelles sur les faciès radiers de la Veyre et de ses affluents (couleur foncée = plus grossier). Dans la partie aval, les radiers ne sont plus visibles car ils sont souvent immergés dans les retenues de seuils de moulins (Malavoi et Epteau, 2003).

Géométrie hydraulique et caractéristiques des berges naturelles

Les deux derniers éléments de terrain complémentaires, éventuellement déjà renseignés à partir de documents existants, sont la géométrie hydraulique moyenne du cours d'eau et la nature cohésive ou non des berges.

■ Géométrie hydraulique à pleins bords

Les données géométriques à « pleins bords » sont des éléments de classification typologique, tant statique (ex. : rapport largeur/profondeur) que dynamique (ex. : débit à pleins bords, puissance spécifique).

Le rapport de la largeur sur la profondeur moyenne à pleins bords est, nous l'avons vu, une caractéristique géométrique intéressante à plusieurs titres :

- d'un point de vue hydromorphologique, c'est un paramètre typologique **indicateur de l'activité géodynamique d'un cours d'eau**. Ainsi, les cours d'eau à dynamique plutôt active, caractérisés par des processus érosifs latéraux importants et des apports solides assez élevés, ont des rapports l/p plutôt forts (20 ou plus). Les rivières en tresses ont souvent des rapports l/p proches de ou supérieurs à 100 ;
- le rapport l/p donne aussi des indications sur la **cohésion des berges** (cf. paragraphe suivant) : plus celles-ci sont cohésives, plus les cours d'eau sont étroits et profonds et inversement, si les berges sont peu cohésives, les cours d'eau ont tendance à être plus larges et moins profonds. On retrouve ici les mêmes tendances que celles liées à la présence de végétation rivulaire, les deux paramètres (végétalisation et cohésion) jouant dans le même sens en favorisant l'érosion verticale aux dépens de l'érosion latérale ou l'inverse ;

■ ces mesures géométriques permettent enfin de calculer des débits à pleins bords et des puissances spécifiques correspondantes :

- débit à pleins bords. Il est couramment admis que le débit de pleins bords d'un cours d'eau naturel en équilibre a une période de retour correspondant sensiblement à la crue journalière de fréquence 1,5 à 2,5 ans. Le calcul, même sommaire, de ce débit au droit d'une station permet donc en théorie de détecter une éventuelle altération (ex. : recalibrage) si sa période de retour dépasse largement Q2ans (ex : Q5, Q10),
- puissance spécifique à pleins bords. RAPPEL : La puissance spécifique à pleins bords est un paramètre déterminant de la dynamique fluviale. Plus elle est élevée, plus le cours d'eau a de capacité à éroder ses berges (si-celles ci ne sont pas cohésives) et à transporter ses alluvions. Couplée aux caractéristiques du substrat et à l'hydrologie, elle permet aussi de déterminer la fréquence de mise en mouvement des sédiments et donc la stabilité temporelle du substrat, élément important du fonctionnement écologique.

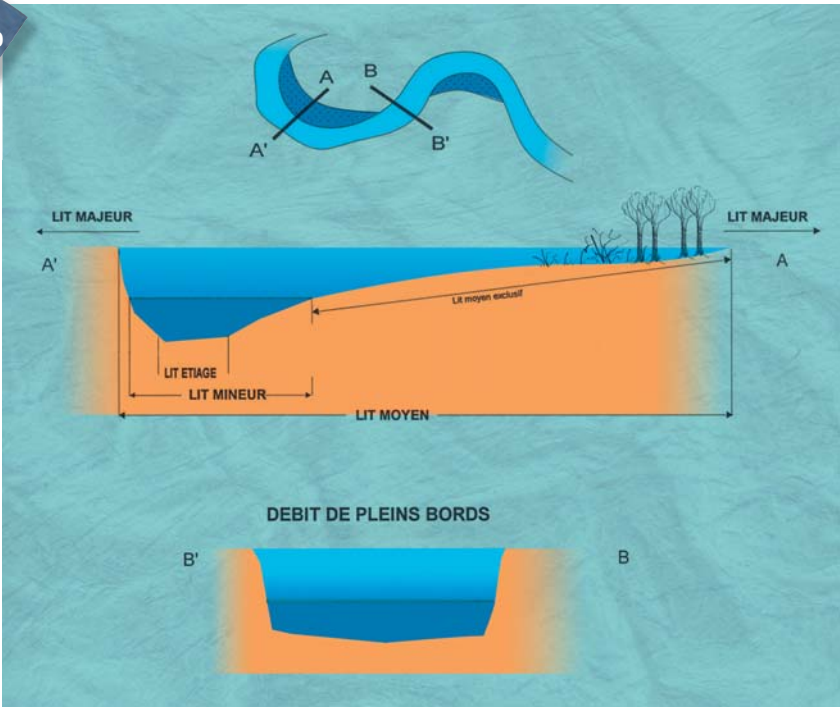
NB Ces mesures géométriques à « pleins bords » doivent théoriquement être réalisées :

- soit au droit d'un point d'inflexion entre deux sinuosités ;
- soit dans une portion rectiligne.

C'est en effet dans ce type de configuration en plan que l'on trouve, en théorie, des sections symétriques alors qu'elles sont en général dissymétriques et plus complexes dans les sinuosités (figure 220). Notons que c'est aussi au droit des points d'inflexion ou des portions rectilignes que l'on trouve généralement les faciès d'écoulement (RADIÉ ou PLAT COURANT) les plus favorables à un calcul hydraulique simple de type Manning-Strickler⁴. L'écoulement y est en effet généralement uniforme⁵.

Les mesures de géométrie en travers ne nécessitent pas une très grande précision (on accepte environ 15 - 20 % d'erreur). Ces mesures peuvent être réalisées au multidécamètre (pour les largeurs) et avec une simple mire (pour les hauteurs de berges).

Figure 220



Exemples de formes de section selon la localisation en plan. On mesure préférentiellement les données géométriques en plan (largeur) et en travers (hauteur) au droit des sections de type B, B'.

⁴ Formule de Manning-Strickler : $V = K \cdot R^{2/3} J^{1/2}$ et $Q = V S$ où V est la vitesse (m/s), R le rayon hydraulique (m), J la pente (m/m), S la section mouillée (m²).

⁵ Un écoulement uniforme s'établit dans un cours d'eau si :

- la pente du lit est constante,
- la géométrie (section mouillée) est pratiquement constante,
- la rugosité est constante,
- le débit est constant (écoulement stationnaire).

Figure 221



a-b- © J.R. Malavoi

Exemples de mesure de la géométrie à pleins bords.

NB. : Que ce soit pour la mesure de la largeur ou de la profondeur, on prend toujours la berge la plus basse.

■ Degré de cohésion des berges

Nous savons que la nature cohésive ou non des berges est l'une des variables de contrôle des processus géodynamiques.

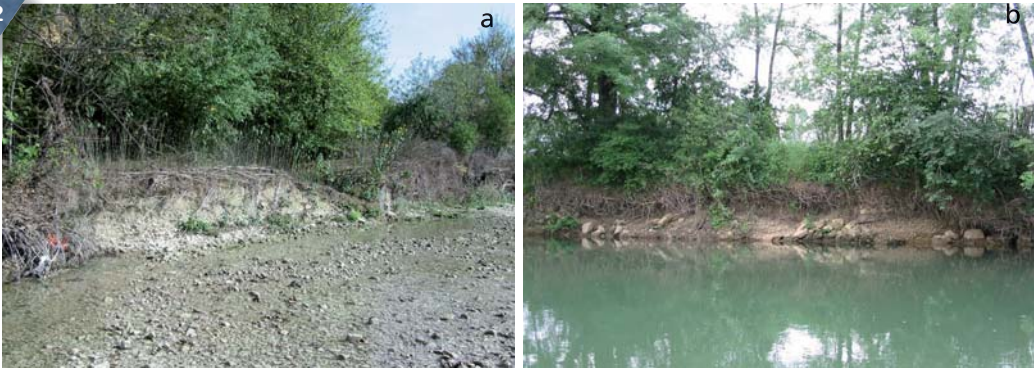
En dehors des berges rocheuses pour lesquelles la question ne se pose pas, l'appréciation de la cohésion des berges, et donc de leur érodabilité potentielle, peut se faire de manière sommaire en évaluant la proportion de sédiments cohésifs dans la berge (limons et argiles) et leur position stratigraphique (sommet de berge, pied de berge, etc.).

NB Il s'agit d'évaluer l'érodabilité **potentielle** des berges. Si celles-ci sont protégées par diverses structures, il est nécessaire de rechercher un secteur non protégé. D'autre part, selon l'histoire géomorphologique de la vallée, la nature, la hauteur, la structure stratigraphique des berges peuvent présenter une grande variabilité. Une seule observation ne suffit donc pas pour qualifier, à l'échelle d'un tronçon par exemple, l'ensemble du linéaire de berges.

Les différentes étapes de description sont présentées ci-dessous :

- recherche d'une portion de berge non végétalisée et non protégée, si possible dans un secteur où le pied de berge atteint sensiblement le fond moyen du lit, voire le talweg ;

Figure 222

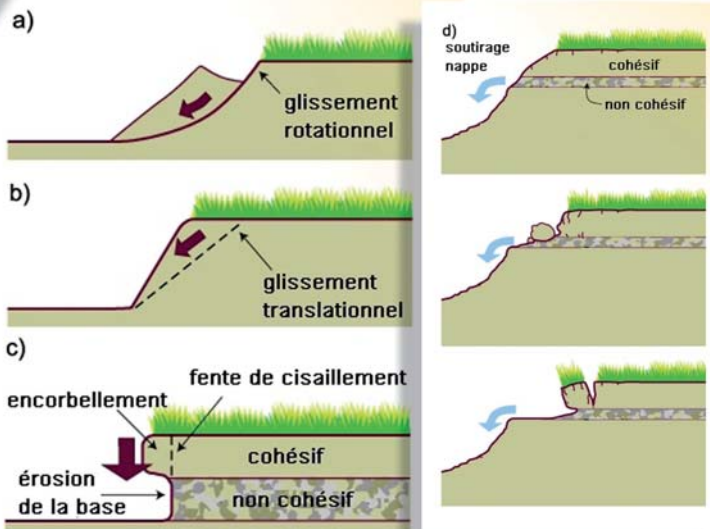


a- b- © J.R. Malavoi

Même si la berge est végétalisée par de la végétation naturelle, il est souvent possible de distinguer au moins une partie du talus, notamment la base. C'est le cas aussi lorsqu'il existe des protections de berge en mauvais état ou discontinues.

- dégagement du talus de berge jusqu'en pied de berge. En effet, c'est le pied de berge qui est la partie la plus fragile vis-à-vis de l'érosion. Si la partie supérieure de la berge est cohésive mais le pied non cohésif, les processus d'érosion latérale peuvent être assez actifs ;

Figure 223



Exemples de types d'érosion en fonction de la nature et de la stratigraphie des berges.

- qualification de l'érodabilité de la berge. Elle peut se faire directement sur le terrain ou *a posteriori* après prise de photographie de l'ensemble du talus de berge (si possible avec une échelle visuelle identifiable sur la photo). Ce degré d'érodabilité est décliné en quatre classes (cf. chapitre « score géodynamique ») : nulle, faible, moyenne, forte :

- **érodabilité nulle.** Il s'agit de berges rocheuses ou dont la granulométrie grossière, souvent héritée, fait que les particules ne peuvent plus être entraînées par le cours d'eau actuel,

Figure 224



a- b- © J.R. Malavoi

Exemples de berges à degré d'érodabilité nul.

● **érodabilité faible.** Ce sont les berges argileuses (extrêmement cohésives) ou argilo-limoneuses (très cohésives) sur toute la hauteur de la berge. Malgré ce fort degré de cohésion, ces berges peuvent néanmoins être érodées, notamment après une période sèche qui permet la création de « fentes de dessiccation ». Celles-ci deviennent des zones de faiblesse facilitant l'effondrement gravitaire de la berge,

NB La présence de végétation sur tout ou partie du talus de la berge peut être un indicateur d'une probable faible érodabilité.

Figure 225



a- b- © J.R. Malavoi

Exemples de berges à faible degré d'érodabilité.

● **érodabilité moyenne.** Ce sont les berges où le limon est dominant soit dans la texture des alluvions (limon-sableux, voire sable-limoneux), soit dans la stratigraphie (il occupe plus des 4/5^e de la hauteur de berges). C'est le cas aussi de berges de granulométrie initialement non cohésive mais qui peuvent être rendues plus ou moins cohésives par précipitation de carbonate de calcium (phénomène de cimentation),

Figure 226



a-b- © J.R. Malavoi

Exemples de berges à degré d'érodabilité moyen : (a) berge limoneuse, (b) berge graveleuse rendue plus cohésive par précipitation de carbonate de calcium (effet de cimentation).

- **érodabilité forte.** Les sédiments sableux à caillouteux (jusqu'aux blocs dans les torrents de montagne), dominant sur au moins le 1/4 inférieur de la berge (érodabilité forte), voire sur toute la hauteur (érodabilité très forte),

Figure 227



a-b-c-d- © J.R. Malavoi

Exemples de berges à fort degré d'érodabilité.

- **qualification de la granulométrie.** Il peut être utile de préciser la granulométrie dominante, ou des deux strates dominantes, avec si possible un repérage stratigraphique (0 à - 2 m : limon ; - 2 à - 3 m : graviers, sables ou GGGFSG si l'on utilise la méthode visuelle citée plus haut). Cette qualification, sommaire, peut se faire *a posteriori* sur photo.



Fonctionnement hydromorphologique et état écologique

L'état des lieux des cours d'eau français réalisé par les Agences de l'eau en 2004 aboutit au constat que plus de 50 % des masses d'eau françaises risquent de ne pas atteindre le bon état écologique en raison, notamment, d'un mauvais fonctionnement hydromorphologique.

Nous n'entrerons pas ici dans le détail des dysfonctionnements hydromorphologiques subis par les cours d'eau et de leurs impacts écologiques, décrits par ailleurs dans d'autres documents (Wasson *et al.*, 1998, BIOTEC, Malavoi, 2007 notamment). Nous présenterons simplement, à partir de quelques exemples, les liens très puissants unissant le fonctionnement hydromorphologique et le fonctionnement écologique des cours d'eau.

201

202 ■ Echelle globale

205 ■ Echelle du corridor fluvial

213 ■ Echelle du lit mineur

Echelle globale

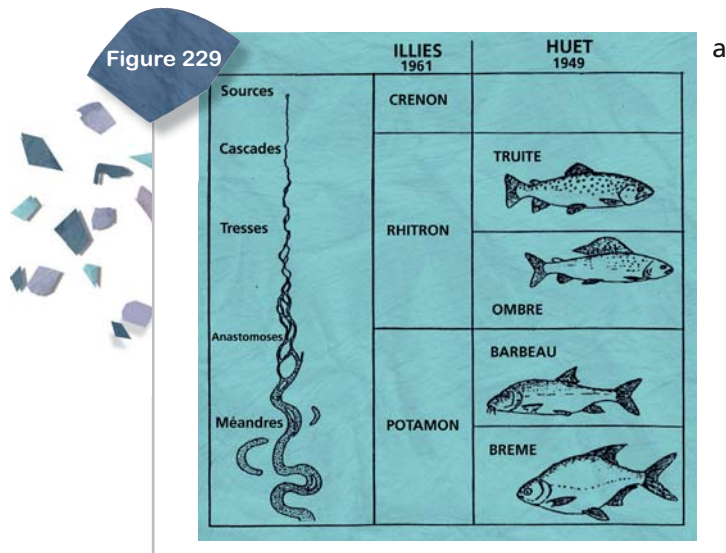
Le lien le plus ancien mis en évidence entre fonctionnement hydromorphologique et fonctionnement écologique est celui basé sur la pente du cours d'eau. Il s'est traduit progressivement par le concept de zonation longitudinale.

Dès le XIX^e siècle, les hydrobiologistes européens, et particulièrement les ichthyologistes, ont tenté d'expliquer par les caractéristiques physiques des cours d'eau, la répartition et le remplacement progressif des espèces de poissons de l'amont vers l'aval. Après les travaux pionniers de Fritsch (1872), Thienemann (1925) et Carpenter (1928) c'est finalement Huet (1949) qui propose une « règle des pentes » qui s'est transformée en « zonation piscicole ». On trouve ainsi, de l'amont vers l'aval : la zone à truite, la zone à ombre, la zone à barbeau et enfin la zone à brème.

Ilies et Botosaneanu (1963) précisent cette zonation sur la base de la répartition des invertébrés aquatiques.

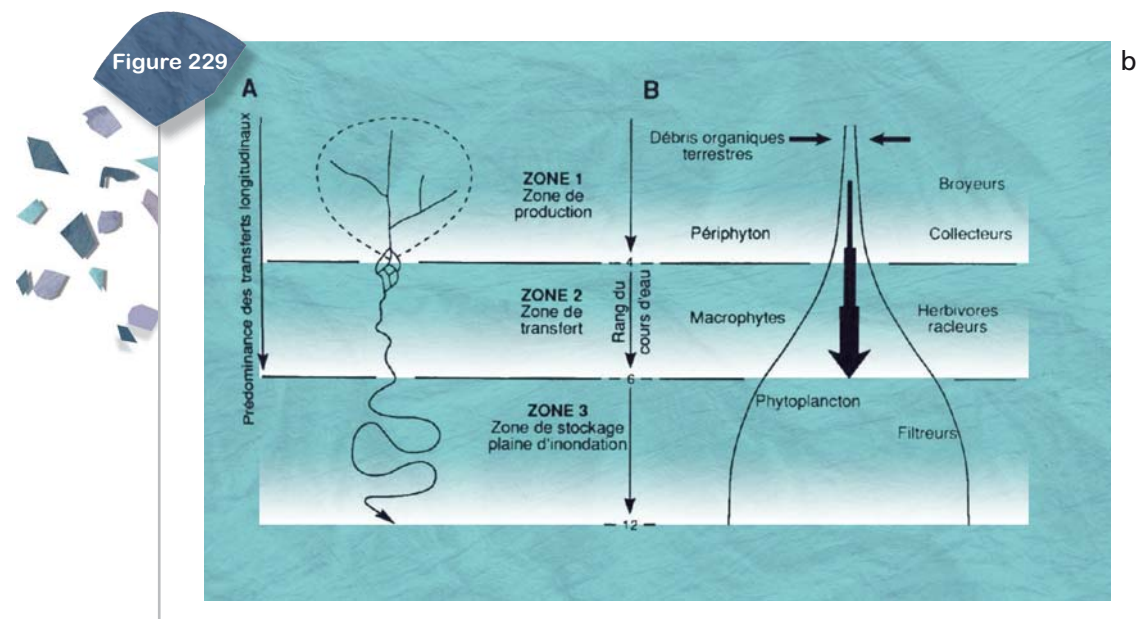
Tableau 12 Quelques exemples de « zonations ».

Auteurs	Zonations							
Fritsch (1872)	-	-	zone à truite		zone à barbeau	zone à silure	-	
Thienemann (1925)	sources	ruisselets de sources	région à truite	région à ombre	région à barbeau	région à brème	Région d'eaux saumâtres	
Carpenter (1928)	partie montagnarde des cours d'eau			cours d'eau de plaine				
	tête de bassin		ruisseau à truite	secteur à vairon	partie supérieure	partie inférieure	eaux saumâtres	
Huet (1949)	-	-	zone à truite	zone à ombre	zone à barbeau	zone à brème	-	
Ilies (1962)	-	-	Rhithron			Potamon		
Ilies et Botosaneanu (1963)	eucrénon	hypocrénon	épi	méta	hypo	épi	méta	hypo



Traduction graphique des zonations de Illies (1961) et de Huet (1949).

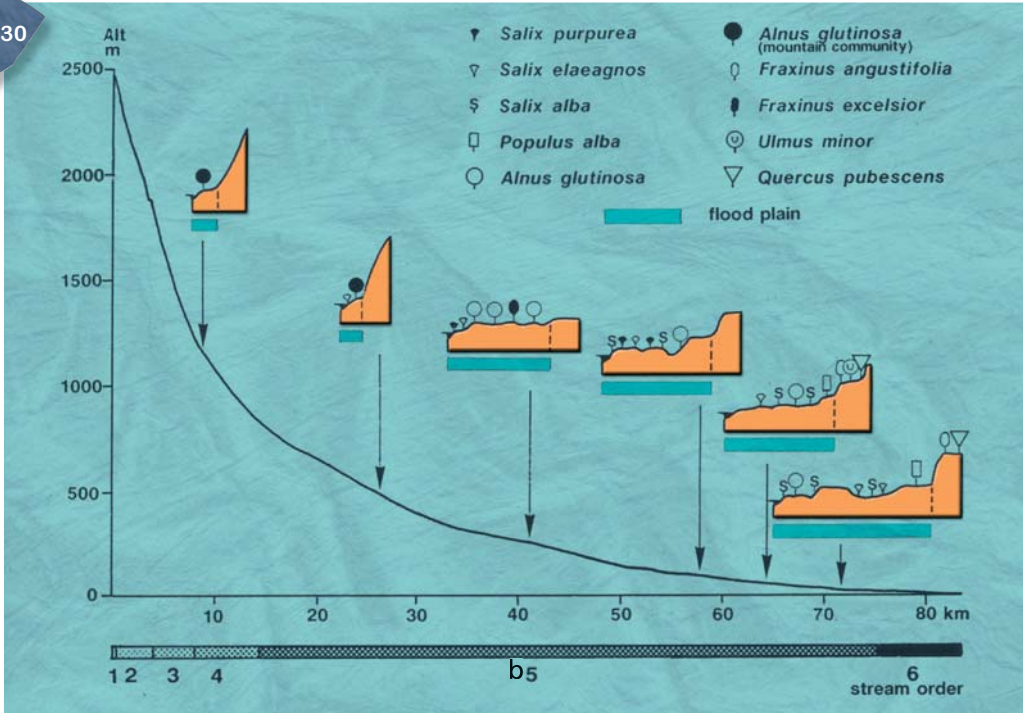
Quelques années plus tard (1980) Vannote *et al.*, développent le concept de continuum fluvial (*river continuum concept*) décrivant de manière théorique la continuité morphologique et écologique entre l'amont et l'aval d'un hydrosystème. Leur système de zonation fait apparaître un remplacement progressif des traits écologiques des végétaux et des invertébrés aquatiques sous l'effet de la réduction de la pente et de la taille des particules du substrat et de l'augmentation de la matière organique et de la température de l'eau.



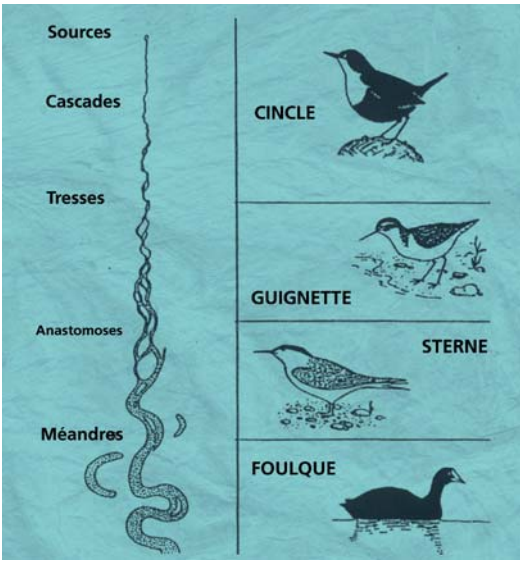
(a) La zonation hydromorphologique théorique de Schumm (1977) et (b) le « calque » biologique basé sur la répartition des végétaux aquatiques (à gauche) et les traits écologiques d'alimentation des invertébrés aquatiques (à droite) (Vannote *et al.*, 1980) (in Amoros *et Petts*, 1993).

Enfin, les années 90 voient apparaître de nouvelles zonations, concernant les oiseaux (Roché, 1986) et la végétation alluviale (Pinay et al., 1990).

Figure 230



a



b

Les zonations écologiques les plus récentes : (a) la végétation alluviale (Pinay et al., 1990) et (b) les oiseaux (Roche, 1986).

En bref, aujourd'hui, tous les spécialistes des divers compartiments de l'écologie des hydrosystèmes fluviaux s'accordent à reconnaître le rôle majeur des caractéristiques et des processus hydromorphologiques d'un cours d'eau et notamment leur évolution longitudinale, sur la répartition amont-aval des biocénoses aquatiques et rivulaires.

Echelle du corridor fluvial

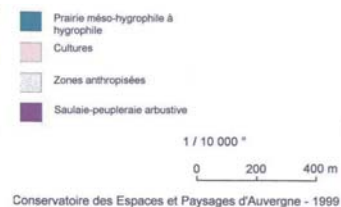
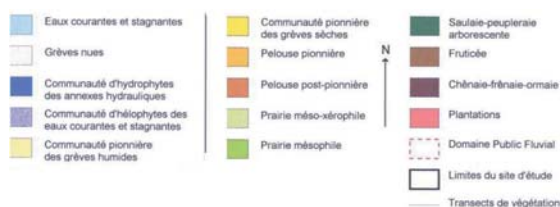
Il est reconnu par toute la communauté des biologistes travaillant sur les hydrosystèmes fluviaux que les processus géodynamiques fluviaux (érosion des berges, transport et dépôt de la charge alluviale, arrachage régulier des végétaux se développant dans le lit moyen) sont à l'origine de milieux naturels à fort potentiel écologique, notamment au niveau du lit mineur, de la bande active et du corridor fluvial.

Nous présenterons deux exemples du **rôle architectonique de la dynamique fluviale vis à vis des milieux naturels du corridor**.

La mosaïque des milieux naturels

Le rôle des processus géodynamiques est clairement identifiable sur les figures ci-dessous. Plus la rivière est dynamique, plus les milieux naturels du corridor fluvial sont variés et écologiquement riches. Inversement, la même rivière stabilisée révèle des milieux peu variés et à faible potentiel écologique. La **préservation de la dynamique fluviale, notamment par la mise en œuvre du concept d'espace de mobilité**, est l'une des conditions indispensables, à l'atteinte d'un état écologique satisfaisant.

Figure 231



(a) Photographie aérienne de la Loire en 1992, (b) cartographie écologique réalisée par le Conservatoire des Espaces et Paysages d'Auvergne (1999). *Noter la mosaïque de milieux naturels créés par une dynamique fluviale active.* (c) A la même échelle, une portion de la Loire stabilisée par des protections de berges, quelques kilomètres en amont (Google Earth). *Noter la faible diversité des milieux naturels dans le corridor alluvial.*

Fond photographie
aérienne 1992. © IGN 2010

Les bras morts ou annexes hydrauliques

Les processus géodynamiques d'érosion latérale entraînent le recoupement régulier des méandres. Ceux-ci deviennent alors des bras morts (parfois appelés de manière générique « annexes hydrauliques ») nommés selon les régions « lônes », « mortes », « noues », « raies » ou encore « couasnes » et présentant une grande richesse écologique, fonction notamment de leur stade d'évolution.

Cette évolution est généralement liée à des processus naturels : fermeture par l'amont puis par l'aval sous l'effet de dépôts alluvionnaires, comblement progressif par dépôt de matières en suspension et développement de la végétation, d'abord aquatique puis terrestre.

Il arrive cependant que les recoupements soient artificiels (rescindements) et que le comblement et la déconnexion de ces anciens chenaux soient accélérés par des interventions humaines directes (comblement par des matériaux inertes afin de mettre en culture plus rapidement) ou indirectes (incision du lit suite aux extractions, ce qui favorise la déconnexion et accélère le développement végétal et la sédimentation).

Nous avons proposé, sur la base des études de Roux *et al.* (1982) une **typologie des stades d'évolution** de ces bras morts (Malavoi, 2004) dont l'objectif est notamment de les cartographier de manière simple à l'échelle de linéaires importants et d'identifier les « manques » afin de prévoir d'éventuels travaux de restauration. Cette typologie est présentée rapidement ci-après.

Quatre grands types d'annexes hydrauliques peuvent être identifiés, certains pouvant être déclinés en sous-types. Ils sont présentés ci-dessous dans l'ordre décroissant de leur fréquence de contact avec la rivière :

■ Eupotamon (eupo). Le chenal récemment recoupé communique avec le cours d'eau principal par l'aval et par l'amont, quel que soit le débit. Le fonctionnement hydraulique s'apparente un certain temps à celui d'un chenal secondaire ;

■ Parapotamon (para). Le bras mort est connecté par l'une de ses extrémités, généralement par l'aval mais ne l'est plus par l'autre ; trois stades évolutifs sont distingués :

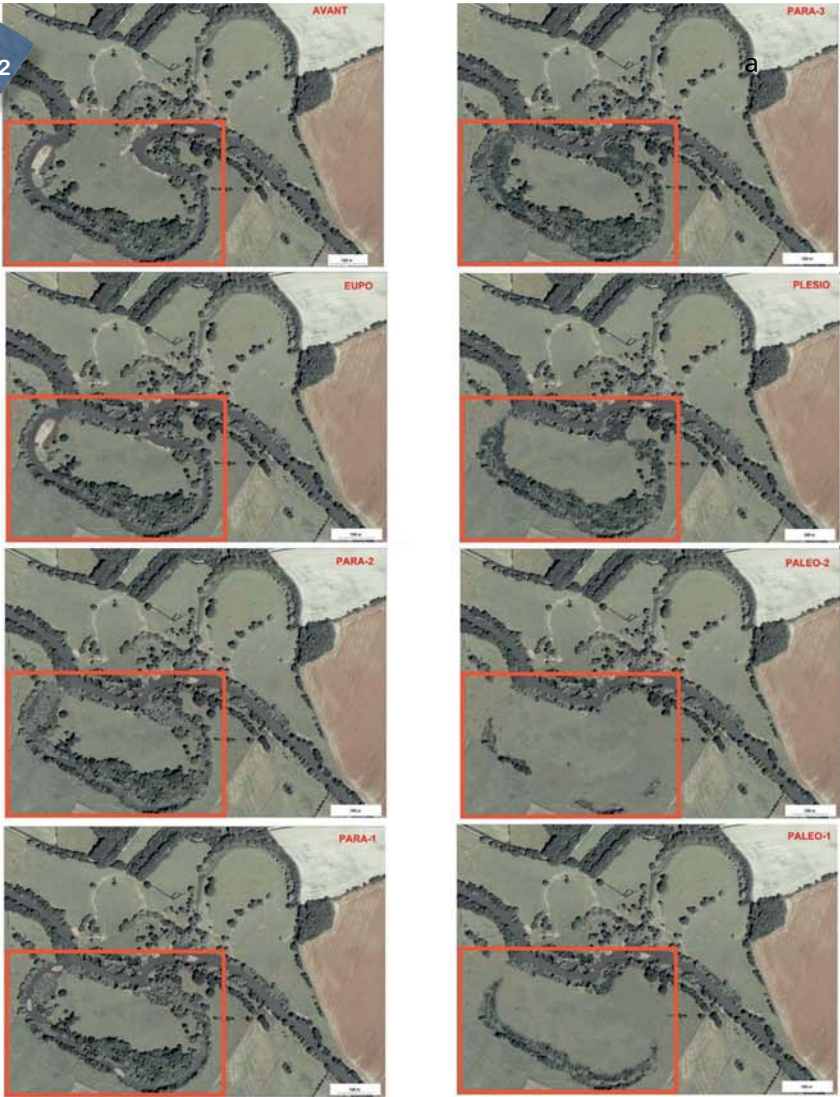
- Para1. connexion par l'aval quel que soit le débit et par l'amont en eaux moyennes,
- Para2. Connexion par l'aval en eaux moyennes et par l'amont en hautes eaux,
- Para3. Connexion par l'aval en hautes eaux et par l'amont en crue annuelle ;

■ Plésiopotamon (plésio). Pas de connexion nette par l'aval ni par l'amont. Mise en eau lors de la crue annuelle ;

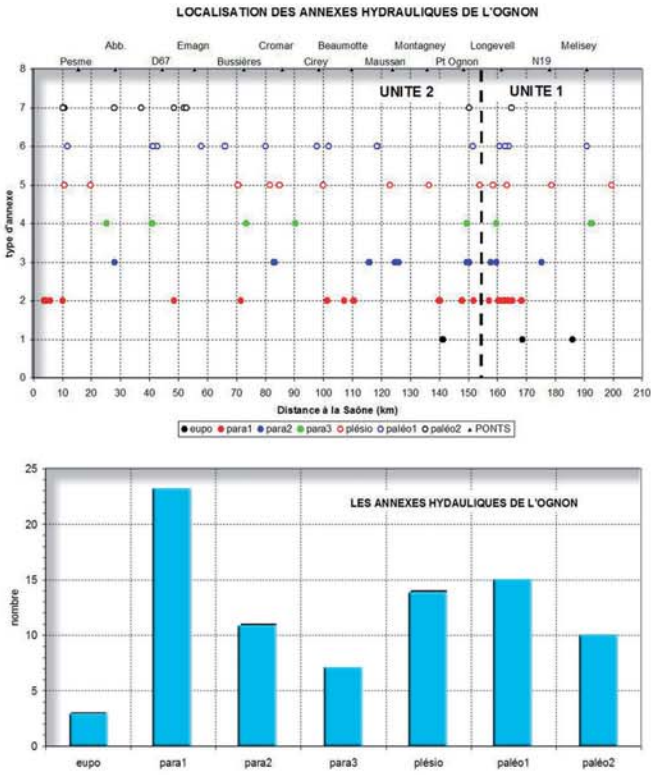
■ Paléopotamon (paléo). Le bras mort est complètement séparé du chenal. La mise en eau se produit lors des crues dépassant le débit de « pleins bords » (Q2ans à supérieure). Deux stades évolutifs :

- Paléo1. Les restes d'un chenal, même très colmaté, sont visibles. Il y a continuité sur une certaine longueur,
- Paléo2. On n'observe plus que petites dépressions discontinues.

Figure 232



Fond BD ORTHO® 2003. © IGN 2010



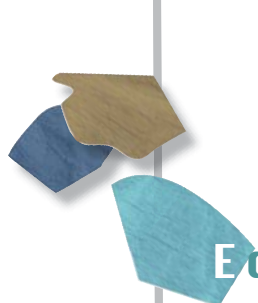
(a) Typologie simplifiée des bras morts (Malavoi, 2004, inspiré de Roux et al., (1982) et Bergen (1992) et (b, c) leur nombre et leur répartition le long de la vallée de l'Ognon (Franche Comté, « photomontage » Malavoi, 2004).

Sur la base de cette typologie simplifiée, un exemple d'analyse des annexes hydrauliques de l'Ognon est présenté ci-dessus. Quarante-seize annexes ont été identifiées sur les 200 km de la vallée de l'Ognon à partir des orthophotoplans de l'IGN, soit en moyenne une tous les 2 km de rivière. Parmi celles-ci treize ont été considérées comme artificielles.

On constate un nombre important d'annexes « actives », c'est-à-dire fréquemment mises en communication avec l'Ognon : les eupotamons ainsi que les parapotamons représentent plus de 50 % du total, dont 27 % pour les parapotamons 1, les plus fréquemment connectés avec les eupotamons. Les annexes « anciennes », plus ou moins colmatées, constituent les 50 % restants.

A ces différents stades d'évolution des annexes sont associés différents types de peuplements biologiques, tant au niveau des végétaux que des animaux, terrestres ou aquatiques. C'est pourquoi **il est important, du point de vue du fonctionnement global de l'hydrosystème et particulièrement du corridor fluvial, de préserver voire de restaurer la gamme la plus complète de stades d'évolution des bras morts.**





Echelle du lit mineur

Les faciès d'écoulement

Les processus hydromorphologiques d'érosion du fond et des berges, de transport et dépôt de la charge alluviale sont, nous l'avons vu, à l'origine de **faciès d'écoulement**, souvent considérés comme des **méso-habitats** pour les biocénoses aquatiques.

Les biologistes sont capables d'affecter aux différents types de faciès des types de peuplements hydrobiologiques. Certaines espèces de poissons par exemple ne vont se développer que dans un seul type de faciès (ainsi la perche fluviatile, poisson pélagique qui affectionne les zones profondes à courant lent, se cantonnera aux faciès mouilles ou chenaux lentiques). D'autres vont avoir besoin de deux ou trois types de faciès différents dans leur territoire (c'est le cas du barbeau fluviatile qui se déplace au cours de la journée entre les faciès plats et radiers où il se nourrit, et les faciès mouilles ou chenaux lentiques où il se repose). D'autres enfin ont un besoin impératif d'un type de faciès particulier pour accomplir une phase majeure de leur cycle vital qui est la reproduction (la truite fario qui installe ses frayères sur des têtes de radier à granulométrie moyenne).

Sans entrer dans le détail de la genèse des faciès d'écoulement et de leur répartition à l'échelle d'un cours d'eau (Malavoi, 1989 ; Malavoi et Souchon, 2002), il est aisé de comprendre que plus les processus géodynamiques naturels (érosion, transport solide) et les caractéristiques hydromorphologiques (sinuosité du lit, géométrie en travers adaptée) des cours d'eau sont préservés, plus les faciès d'écoulement sont diversifiés et plus la faune et la flore aquatiques le sont aussi (figure 233).

Une simple illustration photographique permet de saisir par exemple le rôle d'un tracé sinueux ou méandrique dans la genèse des alternances de faciès (figure 233a).

Si le lit est sinueux, les processus hydrodynamiques et les courants turbulents se traduisent par des alternances de creux (les mouilles), de bosses (les radiers, notamment au droit des points d'inflexion entre deux sinuosités), de zones planes (les plats), etc. (figure 233b).

Inversement, si le lit a été rectifié, et si le transport solide de fond est faible, le seul faciès qui se développe est le plat, courant ou lentique, présentant des caractéristiques de vitesse, profondeur, substrat extrêmement homogènes, et par conséquent des peuplements biologiques très peu diversifiés. Cette uniformisation artificielle des faciès est aussi souvent liée à la présence de seuils ou barrages qui créent des plans d'eau à leur amont, en lieu et place des alternances naturelles de faciès (figure 233d).

Figure 233



a



b



c



d

a- b- c- d- © J.R. Malavoi

Deux exemples d'altérations majeures des faciès d'écoulement naturels. (a, b) alternance de faciès radiers, plats courants, mouilles dans un tronçon naturel et faciès plat homogène dans un tronçon totalement chenalisé. (c, d) Séquence de faciès radiers, plats, mouilles dans un tronçon naturel et, immédiatement en amont, faciès chenal lentique sur plus d'1 km calé par un seuil de moulin.

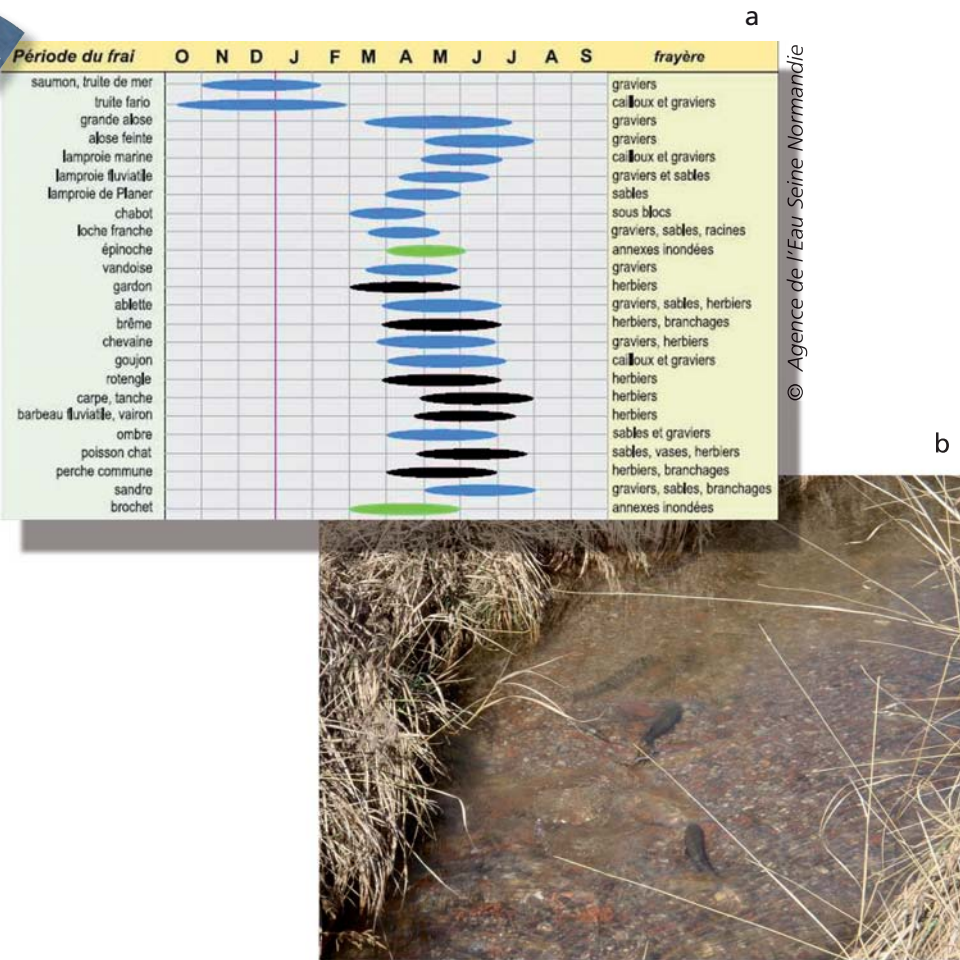
Le substrat alluvial comme habitat de reproduction des poissons

Outre la création et le rajeunissement permanent de faciès d'écoulement diversifiés, garants d'une biodiversité maximale, les processus géodynamiques, et particulièrement le transport solide, sont à l'origine d'habitats particuliers pour les biocénoses piscicoles : les **zones de fraie**.

En effet de nombreuses espèces de poissons se reproduisent soit exclusivement, soit en priorité, dans des substrats alluviaux de granulométrie variée. Il est donc indispensable que la fourniture en charge solide de fond et les processus de transport soient garantis pour que ces espèces puissent continuer à effectuer cette partie de leur cycle vital dans un cours d'eau.

La figure ci-dessous présente une synthèse des habitats de reproduction de diverses espèces de poissons.

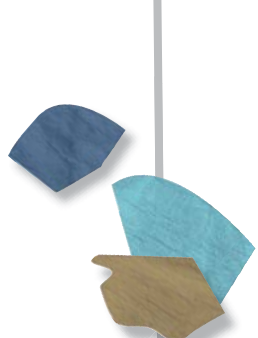
Figure 234



(a) Synthèse des habitats de reproduction de diverses espèces de poissons européens. En bleu, les espèces strictement ou en grande partie liées pour leur reproduction aux substrats alluviaux, en vert celles se reproduisant préférentiellement dans les bras morts. (b) Quelques truites sur une frayère.



Historique et perspectives de l'hydromorphologie fluviale appliquée

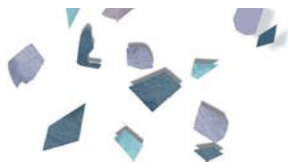


La transformation des rivières d'Europe est un phénomène ancien qui remonte au moins à l'époque gallo-romaine, mais c'est sans doute au Moyen Âge que débute l'aménagement systématique des rivières avec la mise en place des moulins hydrauliques ; les grandes canalisations fluviales et les barrages ont suivi à partir du XVII^e siècle et affecté les grands organismes relativement épargnés.

Dans cette perspective, les travaux hydrauliques réalisés depuis la 2^e guerre mondiale peuvent être considérés, somme toute, comme d'ampleur modeste. Néanmoins des décennies d'interventions de toutes natures (constructions de seuils et de barrages, prélèvements de granulat, recalibrages, « chenalisations » et endiguements, « nettoyages » des lits consécutifs à des défauts d'entretien, etc.), ont profondément perturbé le fonctionnement des rivières et affecté les paysages d'une France restée largement rurale.

L'écologie des rivières présentera durablement les stigmates de travaux réalisés dans le droit fil des périodes précédentes mais dans un contexte social nouveau, celui du refus soudain de la haute croissance et de ses effets environnementaux.

La France prend peu à peu conscience de ces excès et se dote au fil des ans de références scientifiques et principes politiques pour une meilleure connaissance et gestion des cours d'eau.



Les années 70

Une évolution de l'opinion se fait jour dans les années 1970, dans le contexte d'une remise en question généralisée des excès enregistrés pendant les Trente Glorieuses. Des ouvrages comme « La Nature dénaturée » (Dorst, 1970) et « Socialisation de la nature » (Saint-Marc, 1971) inaugurent une critique radicale des effets négatifs de la forte croissance dans le domaine de l'environnement. Pour ce qui concerne les cours d'eau, l'heure est à la critique des impacts négatifs du barrage d'Assouan et de Kariba en Afrique, pour ne citer que deux dossiers emblématiques.

Dès le début des années 1970, les Services de l'Etat engagent une réflexion dans le domaine de la gestion des rivières et évoluent vers un encadrement des travaux plus respectueux des milieux aquatiques. Le décret du 7 août 1972 introduit une procédure d'enquête avant l'exécution de travaux, en application de l'article 176 du Code rural. Puis c'est la circulaire du 13 septembre 1974 relative à l'aménagement d'ensembles de bassins et à leur mise en valeur piscicole. Il devient obligatoire de consulter des associations de protection de la nature avant tout projet d'aménagement de rivière. C'est enfin la loi de juillet 1976 qui impose une étude d'impact pour tout projet d'un coût supérieur à 6 millions de Francs (la loi sera précisée par le décret du 12 octobre 1977 et la circulaire d'application du 19 janvier 1978).



Les années 80

Les années 1980 voient l'apparition de manuels et guides techniques divers qui font œuvre pédagogique. Citons l'« Etude d'impact des aménagements de cours d'eau » publiée par le CEMAGREF (Dinger et Fischesser, 1982), dont une phrase symbolise ce qui est désormais une nouvelle philosophie d'aménagement : « Une nouvelle sensibilité à la qualité du cadre de vie implique désormais que toute politique d'aménagement du milieu rural s'inscrive dans le respect des équilibres et des valeurs de l'environnement ». Les auteurs condamnent en particulier les recalibrages intégraux et recommandent la restauration des cours d'eau. En 1985, le Ministère de l'Environnement publie à son tour l'« Entretien des cours d'eau » (Cahiers Techniques de la Prévention des Pollutions, n° 14). La préface, rédigée par Mme la Ministre Huguette Bouchardeau, stigmatise « un abandon de l'entretien compensé à intervalle de temps très large par des opérations brutales, utilisant des moyens mécaniques inadaptés à la préservation du milieu vivant ». L'ouvrage préconise l'entretien (action régulière) et la renaturation (opération de remise en état), actions distinctes de l'aménagement qui est une opération de transformation. Le vocabulaire technique de l'ouvrage met l'accent sur l'entretien de la végétation, mais aussi et encore sur les protections de berges, les curages et dragages, « dont la systématisation est à éviter ». Les cours d'eau restent cependant les parents pauvres des procédures revisitées, comme en témoigne l'ouvrage « Etudes d'environnement et d'impact » (Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, 1982) : une seule étude sur 35 porte sur une rivière. Citons également un ouvrage novateur, « Aménagement de rivières. Trois études de cas (Cacas *et al.*, 1986), publié conjointement par le Ministère de l'Environnement et le Ministère de l'Agriculture, qui présente des études de cas servant de base à la formation continue de l'ENGREF depuis 1984.

La profession d'aménageur de rivière est en mutation, l'environnement est entré dans l'ère des projets, avec l'émergence des techniques douces. L'ouvrage possède en outre des bases scientifiques appliquées à la restauration : il emploie les concepts de « système dynamique complexe » et d'« équilibre dynamique ».

Parallèlement aux efforts de vulgarisation de cette nouvelle philosophie de gestion, des procédures sont mises en place pour faciliter la reconquête des rivières. Citons notamment les objectifs de qualité et les cartes départementales de qualité (Agences financières de bassin), ainsi que les premières actions « rivières propres » (Ministère de l'Environnement), comme sur le Lot et le Doubs. Les contrats de rivières sont mis en place en 1981 pour atteindre les objectifs fixés par des cartes départementales de qualité dans les domaines de l'eau, de la vie piscicole et des paysages (la Sèvre Nantaise, l'Opération Ardèche Claire, etc.).

Les années 1980 sont aussi la décennie d'apparition des concepts scientifiques fondateurs de la politique qui se met en place. Saluons ici la création des PIREN (Rhône, Garonne, Ried ello-rhéna, Seine), co-financés par le CNRS et le Ministère de l'Environnement. Le PIREN-Rhône (1979 - 1993) crée le concept d'hydrosystème fluvial en quatre dimensions (longitudinale, transversale, verticale et temporelle) ; ses mots-clés sont les « styles fluviaux », les « descripteurs fonctionnels », les « unités, ensembles et secteurs fonctionnels » (1982), qui s'intègrent dans ceux de river continuum, de « flux spiralés », de *flood pulse*...

Un autre concept fondateur est celui d'espace de liberté, introduit de manière implicite lors du colloque « Ecologie et aménagement de la Loire » (1981) par le naturaliste Ch. Guinard. A la suite de ce colloque est publié l'Atlas du val d'Allier (DRE Auvergne, 1981), qui met l'accent sur les conflits portant sur les usages de l'eau. Il est complété par le Schéma d'Aménagement de l'Allier (DRE Auvergne, 1984) qui souligne que tout est parti de l'enfoncement du lit lié aux extractions de granulats, qui a induit l'affouillement d'ouvrages d'art, l'abaissement des nappes phréatiques, la rupture de la continuité longitudinale. Le schéma recommande d'arrêter les extractions de granulats en lit mineur, de laisser faire l'érosion des berges sauf menaces directes, et enfin de « travailler avec modestie ».

Sous réserve d'inventaire, la théorisation du concept d'espace de liberté/mobilité est apparue dans l'étude d'impact du barrage de Loyettes (1983) qui traitait du fonctionnement et des impacts potentiels de l'ouvrage envisagé au confluent de l'Ain et du Rhône. L'équipe du PIREN-Rhône développe dans cette étude les concepts nouveaux ou émergents de « successions végétales », « processus allogéniques », « bande active » (1985), de « bande de remaniement » et de « morphogénèse active », de « réversibilité » et « irréversibilité » (1986), de « scénarios prédictifs » (1987), « connectivité », « régénération des successions », « espace de réversibilité » (1988), de restauration par dépose de digues (1989). L'ensemble de ces concepts est par la suite proposé dans un schéma opérationnel de l'étude de l'espace de liberté de la basse vallée de l'Ain (1990).

Il convient également de souligner les actions des mouvements associatifs et de l'opinion publique contre la « grande hydraulique ». L'opposition aux barrages est un phénomène international qui affecte la France avec le rejet des projets de Loyettes, Saint-Roman-en-Diois, Serre de la Fare, Gardon du Mialet, etc. Le WWF soutient les projets Loire vivante et Saône et Doubs vivants à partir de 1986 et publie la plaquette « Gestion durable des cours d'eau ».



Les années 90

Les années 1990 sont celles de la prise en compte de la gestion des rivières dans les politiques publiques. Les cours d'eau sont définis comme des « infrastructures naturelles » (Assises de l'Eau, 1990) et la loi sur l'Eau de 1992 « patrimonialise » les rivières et conforte le rôle moteur des Agences de l'eau, chargées de mettre en place les schémas directeurs d'aménagement et de gestion des eaux (SDAGE) et les schémas d'aménagement et de gestion des eaux (SAGE). Le premier d'entre eux, celui de la Drôme (1997), est largement fondé sur un diagnostic géomorphologique qui recommande l'arrêt des extractions de granulats et la gestion longitudinale des flux de sédiments, pour garantir l'équilibre à long terme du profil en long de la rivière. De fait, le SDAGE Rhône-Méditerranée-Corse définit l'espace de liberté (devenu depuis le plus politiquement correct « espace de mobilité »), comme l'« espace du lit majeur à l'intérieur duquel le ou les chenaux fluviaux assurent des translations latérales pour permettre une mobilisation des sédiments ainsi que le fonctionnement optimum des écosystèmes aquatiques et terrestres ». L'Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse publie en 1998 un « Guide de détermination de l'espace de mobilité des cours d'eau » (Malavoi et al.).



Les années 2000

Si la Directive Cadre sur l'Eau (DCE, 2000) ne met pas directement en avant le fonctionnement hydromorphologique des cours d'eau, il apparaît clairement, depuis les états des lieux réalisés en 2004, que leur « bon état » en dépend très largement.

Cet ouvrage (2010) s'inscrit donc dans la lignée des initiatives précédentes.

Il tente de mettre en lumière le rôle fondamental des processus géodynamiques fluviaux dans la mise en place de caractéristiques géomorphologiques variées, évoluant plus ou moins graduellement, de l'amont vers l'aval, et du lit mineur vers le corridor fluvial. Ces caractéristiques géomorphologiques, tant au niveau du lit mineur (largeur, profondeur, substrat, faciès d'écoulement) que du lit majeur (bras morts à différents stades d'évolution, zones humides plus ou moins fréquemment inondées), se traduisent directement en caractéristiques d'habitat pour la majorité des biocénoses de l'hydrosystème fluvial, tant aquatiques que terrestres.

Il est clairement établi aujourd'hui que le bon fonctionnement écologique des cours d'eau et de leur corridor passe par la préservation des processus géodynamiques naturels et des caractéristiques géomorphologiques qui en résultent.

Si les altérations d'origine anthropique sont trop importantes, il est alors nécessaire de restaurer tant ces processus que les caractéristiques géomorphologiques (BIOTEC, Malavoi, 2007). Cette restauration doit être menée en fonction d'un état antérieur à déterminer (état de référence) ou en fonction d'un état nouveau dont les caractéristiques sont à définir.



Sources bibliographiques

- Allen J.R.L., 1984 : Sedimentary structures, volume 11. Elsevier, Amsterdam.
- Amoros C., Petts G.E. (éds.), 1993 : Hydrosystèmes fluviaux, Coll. Écologie 24. Masson, Paris, 300 p.
- Amoros C., Roux A.L., Reygrobellet J.L., Bravard J.P., Pautou G., 1987 : A method for applied ecological studies of fluvial hydrosystems. *Regulated Rivers* 1, 17–36.
- Aquascop, 1997 : **Système d'évaluation de la qualité du milieu physique** : typologie simplifiée des cours d'eau français. Agences de l'Eau, Rapport de présentation, 55 p.
- Archambaud G., Giordano L., Dumont B., 2005 : Description du substrat minéral et du colmatage. Note technique. Cemagref Aix-en-Provence, UR Hydrobiologie.
- Ashmore P.E., 1991 : How do gravel bed rivers braid? *Can. J. Earth Sci.* 28, 326–341.
- Ashmore P., 1999 : What would we do without Rosgen? Rational regime relations and natural channels. Second Intl. Conference on Natural Systems Design, Niagara Falls, Canada.
- Bailey K.D., 1994 : Typologies and Taxonomies. An Introduction to Classification Techniques. Sage, Thousand Oaks, CA.
- Bathurst J.C., 1987 : Measuring and modelling bedload transport in channels with coarse bed materials. In Richards K.S. (éd.), *River Channels: Environment and Processes*, Blackwell éd., Oxford.
- Beeson C.E., Doyle P.F., 1995 : Comparison of bank erosion at vegetated and non-vegetated channel bends. *Water Resources Bulletin* 31, 983–990.
- BIOTEC, Malavoi J.R., 2007 : Manuel de restauration hydromorphologique des cours d'eau. Publications de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie.
- Bravard J.-P., 1986 : Le Rhône, du Léman à Lyon. La Manufacture, Lyon, 451 p.
- Bravard J.-P., 2010 : Discontinuities in braided patterns: Rhône River from Geneva to the Camargue delta before river training. *Geomorphology*, sous presse.
- Bravard J.P., Petit F., 1997 : **Les cours d'eau** : dynamique du système fluvial. Collection U, Armand Colin, Paris, 222 p.
- Bravard J.-P., Salvador P.-G., 2009 : Géoarchéologie des plaines alluviales. In Bravard J.P., Cammas C., Nehlig P., Poupet P., Salvador P.G., Wattez J. (éds.), *La géologie. Les sciences de la Terre appliquées à l'archéologie*, Editions Errance, 240 p.
- Bravard J.-P., Argant J., Hétoit M., 2005 : Etude géomorphologique des paléo-méandres de la plaine alluviale du Rhône dans le secteur de Saint-Maurice-L'exil et Sablons (Isère). Rapport d'étude, Association des Amis de la Réserve Naturelle de l'Île de la Platière.
- Bravard J.-P., Collilieux G., Desmet M., Fruchart F., Motchalova O., Valé N., 2008 : Widening by-passed reaches of the Rhône River following sediment deposition, France. *Interdisciplinary studies and procedures*, IVth Conference on River Restoration, Italy, Venice S. Servolo Island, 16–20 June, pp. 953–964.
- Bravard J.-P., Provansal M., Arnaud-Fassetta G., Chabbert S., Gaydou P., Dufour S., Richard F., Valleteau S., Melun G., Passy P., 2008 : Un atlas du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la mer. Chambréry, collection Edytem, n° 6, *Cahiers de Paléoenvironnement*, pp. 101–116.
- Bray D.I., Church M., 1980 : Armored versus paved gravel beds. *J. Hydraul. Div., ASCE* 106, 1937–1940.
- Brice J.C., 1975 : Air Photo Interpretation of the Form and Behavior of Alluvial Rivers. Final report to the U.S. Army Research Office, Durham, North Carolina.
- Bristow C.S., 1999 : Gradual avulsion, river metamorphosis and reworking by underfit streams: a modern example from the Brahmaputra River in Bangladesh and a possible ancient example in the Spanish Pyrenees. In Smith N.D., Rogers J.J. (éds.), *Fluvial Sedimentology VI*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 28, pp. 221–230.
- Bristow C.S., Best J.L., 1993 : Braided rivers: perspectives and problems. In Best J.L., Bristow C.S. (éds.), *Braided Rivers*, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 75, pp. 13–71.
- Brookes A., 1988 : *Channelized Rivers: Perspectives for Environmental Management*. John Wiley and Sons, Chichester.
- Cacas J., Degoutte G., Dutartre L., Vuillot M., 1986 : *Aménagement de rivières : trois études de cas*. Paris, Ministère de l'Environnement et ministère de l'Agriculture, 68 p.
- Carpenter K.E., 1928 : *Life in inland waters*. Macmillan, New York, USA.
- Chandesris A., Malavoi J.R., Souchon Y., Wasson J.G., Mengin N., 2007 : Le SYstème Relationnel d'Audit de l'Hydro-morphologie des cours d'eau (SYRAH-CE). Outil multi-échelle d'aide à la décision pour la gestion des cours d'eau. La gestion physique des cours d'eau : bilan d'une décennie d'ingénierie écologique, Namur, Belgique, 10–12 octobre 2007, pp. 195–199.
- Cosandey C., Robinson M., 2000 : *Hydrologie continentale*. Paris, A. Colin, coll. U., 360 p.
- Degoutte G., 2006 : *Diagnostic, aménagement et gestion des rivières : hydraulique et morphologie fluviales appliquées*. Editions Tec & Doc Lavoisier.
- Descloux S., Datry T., Philippe M., Marmonier P., 2010 : Comparison of different techniques to assess surface and subsurface streambed clogging with fine sediments. *Sous presse*.
- Dinger F., Fischesser D., 1982 : L'étude d'impact des aménagements de cours d'eau. Cemagref.
- Dorst J., 1965 : *La nature dé-naturée*. Pour une écologie politique. Delachaud et Niestlé, Rééd. Coll. Points, 1970, 190 p.

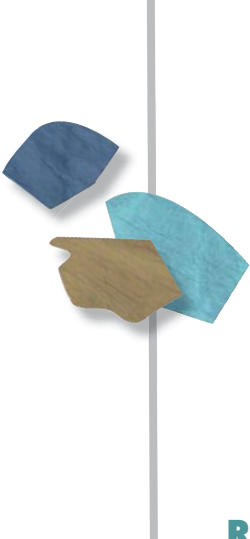
- **Dunham J.B., Cade B.S., Terrell J.W., 2002** : Influences of spatial and temporal variation on fish-habitat relationships defined by regression quantiles. *Transactions of the American Fisheries Society* 131, 86–98.
- **Dunne T., Leopold L.B., 1978** : *Water in Environmental Planning*. W.H. Freeman, San Francisco, USA, 818 p.
- **Dury G.H., 1965** : Theoretical Implications of Underfit Streams. *US Geol. Survey Prof. Paper* 452-C.
- **Friedkin J.-F., 1945** : A Laboratory study of the meandering of alluvial Rivers. U.S. Waterways Experiment Station, Vicksburg Miss., in-4°, 40 p.
- **Fritsch A.J., 1872** : Die Wirbeltiere Böhmens. Ein Verzeichnis aller bisher in Böhmen beobachteten Säugetiere, Vögel, Amphibien und Fische. *Arch Naturwissensch Landes durchforsch Böhmen* 2, 1–152.
- **Gayraud S., Hérault E., Philippe M., 2002** : Le colmatage minéral du lit des cours d'eau : revue bibliographique des mécanismes et des conséquences sur les habitats et les peuplements de macroinvertébrés. *Bull. Fr. Pêche Piscic.* 365-366, 339–355.
- **Harman W.A., Jennings G.D., Patterson J.M., Clinton D.R., Slate L.O., Jessup A.G., Everhart J.R., Smith R.E., 1999** : Bank-full hydraulic geometry relationships for North Carolina Streams. In *AWRA Wildland Hydrology Proceedings*, Olsen D.S., Potyondy J.P. (éds.), AWRA Summer Symposium, Bozeman, Montana.
- **Hey R.D., Thorne C.R., 1986** : Stable channels with mobile gravel beds. *J. Hydraul. Div., ASCE* 112, 671–689.
- **Hickin E.J., Nanson G.C., 1984** : Lateral migrations of river bends. *Journal of Hydraulic Engineering* 110, 1557–1567.
- **Hjulström F., 1935** : Studies in the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Geol. Inst. Uppsala Bull.* 25.
- **Hooke J.M., 1984** : Changes in river meanders. *Progress in Physical Geography* 8, 473–508.
- **Hooke J.M., 1991** : Non-linearity in river meander development: 'chaos' theory and its implications. *Portsmouth Polytechnic Department of Geography, Working Papers* n° 19, p. 23.
- **Huet M., 1949** : Aperçu des relations entre la pente et les populations piscicoles des eaux courantes. *Schweiz Z. Hydrol.* 11, 332–351.
- **Ikeda S., Parker G., Sawai K., 1981** : Bend theory of river meanders. Part 1. Linear development. *Journal of Fluid Mechanics* 112, 363–377.
- **Illies J., 1961** : Gebirgsbäche in Europa und in Südamerika – ein limnologischer Vergleich. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 14, 517–523.
- **Illies J., 1962** : Phototaktisches Verhalten von Fließwasser-Insektenlarven. *Die Naturwissenschaften* 20, 477–478.
- **Illies J., Botosaneanu L., 1963** : Problèmes et méthodes de la classification et de la zonation écologique des eaux courantes considérées surtout du point de vue faunistique. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie* 12, 1–57.
- **Jerolmack D.J., Mohrig D., 2007** : Conditions for branching in depositional rivers. *Geology* 35, 463–466.
- **INRS-Eau, 1997** : Simulation hydrodynamique et bilan sédimentaire des rivières Chicoutimi et des Ha! Ha! suite aux crues exceptionnelles de juillet 1996. *Rapport INRS-Eau n° R487*, présenté à la Commission scientifique et technique sur la gestion des barrages, 207 p.
- **Jin D., Schumm S.A., 1986** : A new technique for modelling river morphology. In *Richards K.S. (éd.), Proc. First Internat. Geomorphology Conf.* Wiley, Chichester, pp. 680–691.
- **Katolikov V.M., Kopaliani Z.D., 2001** : Side bars in river channels: the conditions of formation and dynamics. *Water Resources* 28, n° 5.
- **Klingeman P.C., Bravard J.-P., Giuliani Y., 1994** : Les impacts morphodynamiques sur un cours d'eau soumis à un aménagement hydroélectrique à dérivation : le Rhône en Chautagne (France). *Revue de Géographie de Lyon* 1, 75–89.
- **Knighton D., 1984** : *Fluvial Forms and Processes*. Edward Arnold ed., London, 218 p.
- **Knighton A.D., Nanson G.C., 1993** : Anastomosis and the continuum of channel pattern. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 613–625.
- **Kolberg F.J., Howard A.D., 1995** : Active channel geometry and discharge relations of US Piedmont and Midwestern streams – the variable exponent model revisited. *Water Resources Research* 31, 2353–2365.
- **Lagasse P.F., Spitz W.J., Zevenbergen L.W., Zachmann D.W., 2004** : *Handbook for Predicting Stream Meander Migration*. Report 533, National Cooperative Highway Research Program, Transportation Research Board of the National Academies, Washington, DC, USA, 105 p.
- **Lane E.W., 1955** : The Importance of Fluvial Morphology in Hydraulic Engineering. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division* 81, paper n° 745.
- **Lapointe M.F., Secretan Y., Driscoll S.N., Bergeron N., Leclerc M., 1997** : Response of the Ha! Ha! River to the Flood of July 1996 in the Saguenay Region of Quebec : Large-scale Avulsion in a Glaciated Valley. *INRS Eau*, University of Quebec, Quebec, Canada.
- **Le Grand-Piteira N., Daerr A., Limat L., 2006** : Meandering rivulets on a plane: A simple balance between inertia and capillarity. *Phys. Rev. Lett.* 96, 254503.
- **Leopold L.B., Maddock T., 1953** : The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 252, 56 p.
- **Leopold L.B., Wolman M.G., 1957** : River Channel Patterns-Braided, Meandering and Straight. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 282, 39–85.

- **Leopold L.B., Wolman M.G., 1960** : River meanders. Bull. Geol. Soc. Am. 71, 769–793.
- **Mackin J.H., 1956** : Cause of braiding by a graded river. Geological Society of America Bulletin 67.
- **Malavoi J.R., 1989** : Typologie des faciès d'écoulement ou unités morphodynamiques des cours d'eau à haute énergie. Bulletin Français de la Pêche et Pisciculture 315, 189–210 pages.
- **Malavoi J.R. (Epteau), 1996** : Etude géomorphologique de la Loire. Rapport, DIREN de Bassin Loire-Bretagne.
- **Malavoi J.R., Bravard J.P., Piégay H., Héroin E., Ramez P., 1998** : Détermination de l'espace de liberté des cours d'eau. Guide technique n°2, Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse, 39 p.
- **Malavoi J.R., 1999** : Quantification des surfaces de production de tacons par le biais des faciès d'écoulement. LOGRAMI.
- **Malavoi J.R., AREA, 2000** : Typologie et sectorisation des cours d'eau du bassin Loire-Bretagne. Rapport Agence de l'Eau Loire-Bretagne.
- **Malavoi J.R., 2002** : Hydrologie et géomorphologie de la Loire. In Bouchardy C. et coll. (éds.), La Loire, Delachaux et Niestlé, La Bibliothèque du Naturaliste.
- **Malavoi J.R., 2004** : Etude géomorphologique de la basse vallée du Doubs. Rapport, Syndicat Mixte Saône et Doubs.
- **Malavoi J.R., 2006** : Etude géomorphologique de la Loue. Rapport, Syndicat Mixte Saône et Doubs.
- **Malavoi J.R., 2007** : Caractérisation de l'altération hydromorphologique des rivières du territoire de la commission géographique « Rivières d'Ile de France ». Rapport, Agence de l'Eau Seine-Normandie.
- **Malavoi J.R., 2007** : Expertise sur les risques liés à l'éventuelle rupture d'un ouvrage de défense torrentielle. Rapport, SIVOM du plateau de la Leyse.
- **Malavoi J.R., 2007** : Etude géomorphologique du Drac amont. Rapport, CLE Drac Amont. En collaboration avec Epteau.
- **Malavoi J.R., 2008** : Etude hydromorphologique du Rhône en amont de Lyon. Rapport, Le Grand Lyon.
- **Malavoi J.R., Adam P., 2006** : Préservation et restauration physique des cours d'eau – Aspects techniques. Techniques, Sciences et Méthodes 2, 39–53.
- **Malavoi J.-R., Adam P., 2007** : Les interventions humaines et leurs impacts hydromorphologiques sur les cours d'eau. Ingénieries 50, 35–48.
- **Malavoi J.R., Epteau, 2003** : Etude éco-géomorphologique de la Veyle et de ses principaux affluents. Rapport, Syndicat mixte Veyle Vivante.
- **Malavoi J.R., 2004** : Etude de la dynamique alluviale de l'Ognon. Rapport, Syndicat Mixte Saône et Doubs.
- **Malavoi J.R., HYDRATEC, 2007** : Etude de la dynamique fluviale et des potentialités de régulation hydrologique de l'Armançon. Rapport, SIRTAVA.
- **Malavoi J.R., Souchon Y., 1989** : Méthodologie de description et quantification des variables morphodynamiques d'un cours d'eau à fond caillouteux. Exemple d'une station sur la Filière (Haute-Savoie). Revue de Géographie de Lyon 64, 252–259.
- **Malavoi J.R., Souchon Y., 2002** : Description standardisée des principaux faciès d'écoulement observables en rivière : Clé de détermination qualitative et mesures physiques. Bulletin Français de la Pêche et Pisciculture 365-366, 357–372.
- **Malavoi J.R., Andriamahefa H., Lecarpentier T., Dubaud N., Terraz L., 2006** : Typologie des cours d'eau de Franche-Comté vis-à-vis de leur activité géodynamique potentielle. DIREN Franche-Comté, Atlas cartographique.
- **Marston R., 1993** : L'Homme et la rivière : rivières des montagnes Rocheuses (E.U.). Réponse au changement climatique et à l'intrusion humaine. In Piquet F. (éd.) : Le Fleuve et ses métamorphoses, Actes Coll. Int. tenu à l'Univ. Lyon 3, 13–15 mai 1992, Paris, Didier Erudition, pp. 25–29.
- **Masson M., Garry G., Ballais J.L., 1996** : Cartographie des zones inondables : approche hydrogéomorphologique. Ministère de l'Equipeement, Ministère de l'Environnement, Les éditions Villes et Territoires.
- **McCandless T.L., Everett R.A., 2002** : Maryland stream survey: Bankfull discharge and channel characteristics of streams in the Piedmont Hydrologic Province. U.S. Fish and Wildlife Service, Report CBFO-SO2-01, Annapolis, Maryland.
- **Mizumura K., 1993** : Meandering water rivulet. J. Hydraul. Engineering 119, 1205–1222.
- **Mosley M.P., Tindale D.S., 1985** : Sediment variability and bed-material sampling in gravel-bed rivers. Earth Surface Processes Landforms 10, 465–482.
- **Musy A., Higy C., 2004** : Hydrologie, une science de la nature, Coll. Gérer l'environnement. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 314 p.
- **Nanson G.C., Croke J.C., 1992** : A genetic classification of floodplains. Geomorphology 4, 459–486.
- **Nanson G.C., Knighton A.D., 1996** : Anabranching rivers: Their cause, character and classification. Earth Surface Processes and Landforms 21, 217–239.
- **Nevins T.-H., 1969** : River training, the single thread channel. New Zealand Engineering 24, 367–373.
- **Newson M.D., Clark M.J., Sear D.A., Brookes A., 1998** : The geomorphological basis for classifying rivers. Aquat. Cons. Mar. Freshwat. Eco. 8, 415–430.
- **Northcote K.J., 1979** : A factual key for the recognition of Australian soils, 4th éd. Rellim, Glenside, South Australia.

- **Pearce S., Collins J.N., 2004** : Analysis of Reference Tidal Channel Plan Form for the Montezuma Wetlands Restoration Project. San Francisco Estuary Institute, Contribution n° 80.
- **Perignon M.C., 2007** : Mechanisms governing avulsions in transient landscapes : Analysis of the May 2006 Suncook River Avulsion in Epsom, New Hampshire.
- **Piégay H., Schumm S.A., 2003** : System approach in fluvial geomorphology. In Kondolf M.G., Piégay H. (éds.), *Tools in Fluvial Geomorphology*, J. Wiley and Sons, Chichester, UK, pp. 105–134.
- **Piégay H., Grant G., Nakamura F., Trustrum N., 2006** : Braided river management: from assessment of river behaviour to improved sustainable development. In Sambrook-Smith G.H., Best J.L., Bristow C.S., Petts G.E. (éds.), *Braided Rivers : Process, Deposits, Ecology and Management*, Special publication 36 of the International Association of Sedimentologists, pp. 257–275.
- **Pinay G., Décamps H., Chauvet E., Fustec E., 1990** : Functions of ecotones in fluvial systems. In Naiman R.J., Décamps H. (éds.), *The ecology and management of aquatic-terrestrial ecotones*, Parthenon Press, London.
- **Roché J., 1986** : Les oiseaux nicheurs des cours d'eau du bassin de la Saône, étude écologique des peuplements le long du gradient amont-aval. Université de Bourgogne, Dijon.
- **Rosgen D.L., 1994** : *Applied River Morphology*. Pagosa Springs, Colorado, Wildland Hydrology, 189 p. et annexes.
- **Rosgen D.L., 1996** : *Applied River Morphology*. Wildland Hydrology. Pagosa Springs, CO.
- **Roux A.L. (éd.), 1982** : Cartographie polythématique appliquée à la gestion écologique des eaux ; étude d'un hydrosystème fluvial : le Haut-Rhône français. CNRS, Centre Région. Publ., Lyon, 116 p.
- **Saint-Marc P., 1971** : *Socialisation de la nature*. Paris, Stock, 380 p.
- **Sapozhnikov V., Foufoula-Georgiou E., 1999** : Horizontal and vertical self-organization of braided rivers towards a critical state. *Water Resources Research* 35, 843–851.
- **Schumm S.A., 1960** : The shape of alluvial channels in relation to sediment type. U.S. Geological Survey Professional Paper 352B, 17–30.
- **Schumm S.A., 1963** : Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bulletin* 74, 1089–1100.
- **Schumm S.A., 1968** : River adjustment to altered hydraulic regimen – Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. U.S. Geological Survey Professional Paper 598, 1–65.
- **Schumm S.A., 1969** : River metamorphosis. In Proc. A.S.C.E., J. Hydr. Div. HY1, pp. 255–273.
- **Schumm S.A., 1971** : Fluvial geomorphology: the historical perspective. In Shen H.W. (éd.), *River Mechanics*, Fort Collins, CO, Water Resources Publ.
- **Schumm S.A., 1972** : *Benchmark Papers in Geology: River Morphology*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.
- **Schumm S.A., 1977** : *The Fluvial System*. New York, Wiley & Sons.
- **Schumm S.A., 1981** : Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *The Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publ. n° 31*, 19–29.
- **Schumm S.A., Khan H.R., 1971** : Experimental study of channel patterns. *Nature* 233, 407–409.
- **Schumm S.A., Khan H.R., 1972** : Experimental study of channel patterns. *Geological Society of America Bulletin* 83, 1755–1770.
- **Schumm S.A., Meyer D.F., 1979** : Morphology of Alluvial Rivers of the Great Plains Riparian and Wetlands Habitats of the Great Plains, Great Plains Agricultural Council Publication 91, 9–14.
- **Sear D.A., 1996** : The sediment system and channel stability. In Brookes A., Shields Jr. F.D. (éds.), *River Channel Restoration: Guiding principles for Sustainable Projects*, Wiley, Chichester, pp. 149–177.
- **Sear D.A., Newson M.D., 1993** : Sediment and gravel transportation in rivers, including the use of gravel traps. Final Report n° c5/384/2, National River Authority.
- **Shetner Y., 1970** : The river valley and its shape. In *Geomorphology – the external pattern of the outide*, Kariat Sefer publishers Ltd. Jerusalem, pp. 97–113.
- **Smith D.G., 1976** : Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. *Geological Society of America Bulletin* 87, 857–860.
- **Smith N.D., Cross T.A., Dufficy J.P., Clough S.R., 1989** : Anatomy of an avulsion. *Sedimentology* 36, 1–23.
- **Stouthamer E., Berendsen H.J.A., 2001** : Avulsion frequency, avulsion duration, and interavulsion period of Holocene channel belts in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Journal of Sedimentary Research* 71, 589–598.
- **Strahler A.N., 1957** : Quantitative analysis of watershed geomorphology. *American Geophysical Union Transactions* 38, 913–920.
- **Tennakoon S., Marsh N., 2008** : Regional hydraulic geometry models for Queensland streams. *Proceedings of the 5th Australian Stream Management Conference: Australian Rivers: Making a Difference*, Charles Sturt University, Thurgooona, NSW, pp. 390–395.

- **Thorne C.R., 1997** : Channel Types and Morphological Classification. In Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D. (éds.), *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*, John Wiley & sons, Chichester, pp. 175–222.
- **Thorne C.R., Russell A.P.G., Alam M.K., 1993** : Planform pattern and channel evolution of the Brahmaputra River, Bangladesh. In Best J.L., Bristow C.S. (éds.), *Braided Rivers* Geol. Soc. London, Spec. Publ. 75, pp. 257–276.
- **Thienemann A., 1925** : Die Binnengewässer Mitteleuropas. Eine limnologische Einführung. Schweitzerbart'sche, Stuttgart.
- **Valette L., Chandesris A., Mengin N., Malavoi J.R., Souchon Y., Wasson J.G., 2008** : Système relationnel d'audit de l'hydromorphologie des cours d'eau : principes et méthodes de la sectorisation hydromorphologique. Rapport Cemagref, Lyon, 22 p.
- **Van den Berg J.H., 1995** : Prediction of alluvial channel patterns of perennial rivers. *Geomorphology* 12, 259–279.
- **Vannote R.L., Minshall G.W., Cummins K.W., Sedell J.R., Cushing C.E., 1980** : The river continuum concept. *Can. J. Fish Aquat. Sci.* 37, 130–137.
- **Wagner A., Wagner I., 2002** : Flusslandschaft Isar, Bayerische Landesamt für Umweltschutz.
- **Wasson J.G., Malavoi J.R., Maridet L., Souchon Y., Paulin L., 1998** : Impacts écologiques de la chenalisation des rivières, Cemagref éds. Coll. « Etudes » : Gestion des milieux aquatiques, n° 14.
- **Wasson J.G., Chandesris A., Pella H., Blanc L., 2002** : Définition des Hydro-écorégions françaises métropolitaines. Rapport Cemagref Lyon BEA/LHQ et Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, 190 p.
- **Wentworth C.K., 1922** : A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geology* 30, 377–392.
- **Wilkerson G.V., 2008** : Improved Bankfull Discharge Prediction Using 2-Year Recurrence-Period Discharge. *Journal of the American Water Resources Association* 44, 243–257.
- **Williams G.P., 1986** : River meander and channel size. *Journal of Hydrology* 88, 147–164.
- **Williams G.P., Wolman M.G., 1984** : Downstream effects of dams on alluvial rivers. U.S. Geological Survey Professional Paper 1286, 83 p.
- **Wolman M.G., 1955** : The natural channel of Brandywine Creek, Pennsylvania. U.S. Geological Survey Professional Paper 282, 86–109.
- **Wolman M.G., 1954** : A method of sampling coarse river-bed material. *American Geophysical Union Transacts* 35, 951–956.
- **Yalin M.S., Silva A.M.F., 2001** : *Fluvial Processes*. IAHR, Delft, The Netherlands, 216 p.
- **Yalin M.S., 1972** : *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon, Oxford.
- **Yalin M.S., 1992** : *River Mechanics*. Pergamon, Oxford.





Rédaction

Jean-René Malavoi et Jean-Paul Bravard

Edition

Véronique Barre (Direction de l'action scientifique et technique de l'Onema)

Création et mise en forme graphiques

Béatrice Saurel (saurelb@free.fr)



224

Remerciements

A toutes les personnes de l'Onema qui ont contribué à cet ouvrage : à la direction générale ainsi qu'au pôle étude recherche d'hydro-écologie Onema-Cemagref à Lyon.

Citation

Malavoi J.R. et Bravard J.P., 2010. Eléments d'hydromorphologie fluviale. Onema. 224 pages.

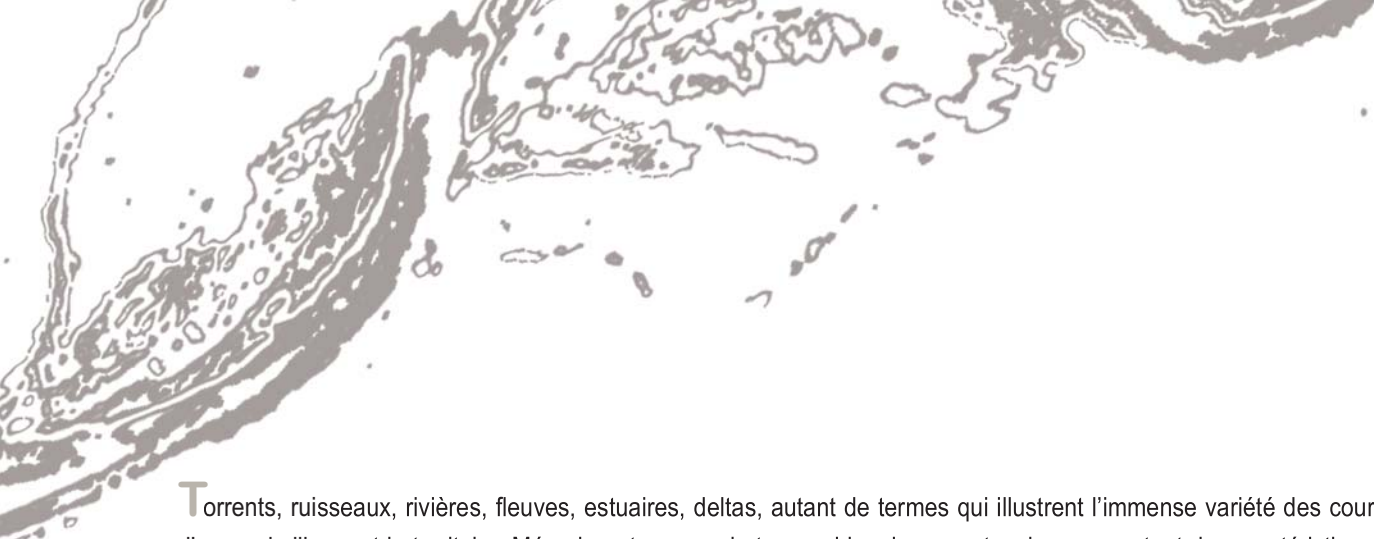


Autorisation IGN n° 80-0012

ISBN : 978-2-9516393-2-4

Achevé d'imprimer en octobre 2010
sur papier issu de forêts gérées durablement par :
IME – Imprimerie Moderne de l'Est
3, rue de l'industrie – B.P. 32017
25112 BAUME-LES-DAMES CEDEX

Imprimé en France



Torrents, ruisseaux, rivières, fleuves, estuaires, deltas, autant de termes qui illustrent l'immense variété des cours d'eau qui sillonnent le territoire. Méandres, tresses, chutes, rapides, bras morts, chenaux, autant de caractéristiques visuelles qui nous sont familières alors même que nous n'en connaissons pas l'origine. Elles résultent en réalité de la combinaison subtile d'une quantité de caractéristiques naturelles ou non, qui marquent le cours d'eau sur son passage : la nature de la roche mère dans laquelle il creuse son lit, le climat et la pente qui lui donnent sa puissance ou encore les activités humaines qui modifient son débit.

L'ouvrage de Jean-René Malavoi et Jean Paul Bravard « *Éléments d'hydromorphologie fluviale* » dévoile, par un texte clair et attractif, l'extraordinaire complexité des phénomènes mis en jeu dans la « fabrication » des cours d'eau. Les auteurs nous font découvrir l'hydromorphologie fluviale, véritable discipline scientifique contemporaine, et nous explicitent les caractéristiques géomorphologiques du lit mineur ou du lit majeur d'un cours d'eau, qui vont conditionner les grands types d'habitat pour les espèces aquatiques et terrestres qui en dépendent. Le lecteur découvre ainsi que le bon fonctionnement écologique des cours d'eau et de leur corridor passe par la préservation et la restauration des processus géodynamiques naturels ainsi que des caractéristiques géomorphologiques qui leur sont associées.

Point fort de l'ouvrage, quelque 400 illustrations combinant photographies et schémas explicitent ce que l'œil humain ne peut saisir et permettent d'approcher les différentes échelles auxquelles les phénomènes s'expriment, du galet jusqu'au bassin versant entier, voire au territoire.

L'hydromorphologie fluviale s'avère aujourd'hui indispensable pour guider les orientations de gestion et de restauration des cours d'eau. Outil de connaissance pour les gestionnaires, bureaux d'étude ou techniciens des collectivités, « *Éléments d'hydromorphologie fluviale* » est également un ouvrage pour les scientifiques, enseignants et les étudiants dans le domaine des sciences de la terre.



Jean-René Malavoi est ingénieur conseil en hydromorphologie fluviale et contribue sur cette thématique aux travaux du pôle sur l'hydro-écologie constitué conjointement par l'Onema et le Cemagref, à Lyon. Il enseigne dans plusieurs écoles d'ingénieurs et est expert près la Cour d'Appel de Lyon.

Jean-Paul Bravard est professeur émérite de géographie à l'Université Lumière-Lyon 2 et membre senior de l'Institut Universitaire de France où il occupe la chaire de géomorphologie.

